
TESIS DOCTORAL



INVESTIGACIONES HIDROGEOLÓGICAS EN LOS ACUÍFEROS CARBONÁTICOS DE LA SERRANÍA ORIENTAL DE RONDA (MÁLAGA)

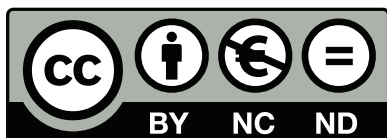


JUAN ANTONIO BARBERÁ FORNELL

MÁLAGA, 2014

AUTOR: Juan Antonio Barberá Fornell

EDITA: Publicaciones y Divulgación Científica. Universidad de Málaga



Esta obra está sujeta a una licencia Creative Commons:

Reconocimiento - No comercial - SinObraDerivada (cc-by-nc-nd):

[Http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/3.0/es](http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/3.0/es)

Cualquier parte de esta obra se puede reproducir sin autorización
pero con el reconocimiento y atribución de los autores.

No se puede hacer uso comercial de la obra y no se puede alterar, transformar o hacer
obras derivadas.

Esta Tesis Doctoral está depositada en el Repositorio Institucional de la Universidad de
Málaga (RIUMA): riuma.uma.es

Foto de la contraportada:

- Meandro del Río Turón a su paso por el manantial de la Hierbabuena (El Burgo, Málaga).

TESIS DOCTORAL



UNIVERSIDAD
DE MÁLAGA

INVESTIGACIONES HIDROGEOLÓGICAS EN LOS ACUÍFEROS CARBONÁTICOS DE LA SERRANÍA ORIENTAL DE RONDA (MÁLAGA)

Memoria presentada por el Licenciado
Juan Antonio Barberá Fornell para
la obtención del Grado de Doctor
Internacional en Ciencias.

V.B. El Director

Fdo. Juan Antonio Barberá Fornell

Fdo. Bartolomé Andreo Navarro
Catedrático de Geodinámica Externa
Departamento de Ecología y Geología
Universidad de Málaga

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA



UNIVERSIDAD
DE MÁLAGA

BARTOLOMÉ ANDREO NAVARRO, Catedrático de Geodinámica Externa de la
Universidad de Málaga,

CERTIFICA:

Que la presente Memoria, titulada **“Investigaciones hidrogeológicas en los
acuíferos carbonáticos de la Serranía oriental de Ronda (Málaga)”** ha sido
realizada bajo su dirección por **D. Juan Antonio Barberá Fornell** y que cumple, a su
juicio, los requisitos necesarios para la defensa pública de cara a la obtención del
Grado de Doctor Internacional en Ciencias.

Lo que firma, a efectos oportunos, en Málaga a 7 de febrero de 2014.

Fdo. Bartolomé Andreo Navarro



Esta Tesis Doctoral ha sido realizada en el seno del Grupo de Investigación RNM-308 de la Junta de Andalucía “Grupo de Hidrogeología de la Universidad de Málaga”, en el Departamento de Ecología y Geología de la Universidad de Málaga y en el Centro de Hidrogeología de la Universidad de Málaga.

La presente Tesis Doctoral es una contribución al Programa de Doctorado “**Recursos Hídricos y Medio Ambiente (RHYMA)**” de la Universidad de Málaga, realizada en el marco de los proyectos RNM-02161, CGL2008-06158 y CGL2012-32590 de la DGCYT.

*A mis padres y
a mis hermanas*

AGRADECIMIENTOS

Es sumamente difícil expresar en tan pocas palabras mi más sincera gratitud a todas las personas y entidades que han hecho posible que este trabajo llegue a buen término. A todas ellas, queden citadas en este texto o no, GRACIAS.

En primer lugar quiero agradecer al director de esta investigación, el profesor Bartolomé Andreo Navarro, la gran oportunidad de madurar, no sólo como investigador, sino como persona. Sin su incesante labor, paciencia, consejos y dedicación no hubiera sido posible la realización de esta Tesis Doctoral.

También deseo agradecer al profesor Francisco Carrasco Cantos la buena disposición y la ayuda prestada en todo momento como director del “Grupo de Hidrogeología de la Universidad de Málaga”. Es en este grupo de magníficos compañeros en donde he encontrado el mayor apoyo a lo largo de interminables jornadas. A Iñaki Vadillo le estoy tremendamente agradecido por su disposición en todo momento y por sus sabios consejos y rápidas soluciones a numerosos problemas surgidos durante el desarrollo de mi Tesis Doctoral. Doy gracias a Pablo Jiménez Gavilán por estar ahí en todo momento y prestar su inestimable ayuda. Otros miembros como Cristina Liñán Baena, Damián Sánchez García e Isaac Pérez Ramos han contribuido al buen ambiente existente en el grupo, por ello también les doy las gracias. Quisiera hacer una mención especial a mis dos compañeros y amigos más cercanos: a Matías Mudarra Martínez, compañero inseparable de “aventuras hidrogeológicas” desde los inicios de licenciatura, por todo el apoyo prestado, y a Ana Isabel Marín, sobre todo por compartir forma de pensar y por ayudarme (particularmente en temas de SIG) en todo momento, especialmente en aquellos más difíciles. A ambos, mi más sincero agradecimiento. No olvido a los “nuevos” (con todo mi cariño): Begoña Urresti, Manuel Argamasilla y David Rizo. Gracias por todo.

Quiero dar gracias a las dos personas responsables de mi llegada a Málaga, a Agustín Martín Algarra, de la Universidad de Granada, y a Rosario Rodríguez Cañero. A Agustín, además, por su ayuda en temas geológicos. Asimismo, y con gran afecto, he de agradecer la inestimable colaboración del Dr. Luis Linares Girela (Academia Malagueña de las Ciencias) en los aspectos hidrogeológicos de la parte septentrional del área de estudio.

He tenido la oportunidad de mantener contacto con numerosos investigadores que me recibieron en sus respectivos centros de investigación y a todos ellos quiero expresarles por igual mi agradecimiento: Dra. Natasa Ravbar (ZRC-SAZU Karst Research Institute de Postojna, Eslovenia), por brindarme la oportunidad de participar en uno de sus proyectos de investigación de trazadores artificiales; Grupo de investigación “Interactions Fluides-Roches et Transferts dans les GEOSystèmes” (Université de Franche-Comté en Besançon,

Francia), por ayudarme a interpretar los datos hidroquímicos de mi Tesis; Dr. Jens Lange y Andreas Hartmann -un gran amigo- (Institute für Hydrologie de Friburgo, Alemania), por abrirme las posibilidades de la modelización hidrogeológica; y Prof. Carlos Almeida (Universidade de Lisboa, Portugal), con quien me inicié en la utilización de códigos hidrogeoquímicos y su aplicación en acuíferos carbonáticos. No debo olvidar a Christoph Neukum, del Department of Engineering Geology and Hydrogeology, RWTH-Aachen University (Alemania), de quien aprendí todo lo relativo a ensayos con trazadores artificiales y a Brian Smith, del Edward Aquifer Authority, por su extraordinaria acogida en Austin (Texas, EEUU).

Mi reconocimiento a las personas y a las entidades, cuyas aportaciones se han visto de alguna manera reflejadas en este trabajo: Jesús Galindo Zaldívar, de la Universidad de Granada; Juan Antonio López Geta, Sergio Martos Rosillo y Antonio Pedrera del Instituto Geológico y Minero de España; Alfonso Santos Olmo, Francisco de Paula López García y Dionisio Muela Alejo, de la Demarcación Hidrográfica de las Cuencas Mediterráneas Andaluzas; Rafael Haro Ramos, de la Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía; Rafael Fernández Gutiérrez, de Intecsa-Inarsa y José Ángel Sánchez, de la Universidad de Zaragoza.

A los ayuntamientos de Arriate, Cuevas del Becerro, Serrato, El Burgo, Teba y Campillos, por facilitarme el acceso a los puntos de muestreo y la instalación de equipos de medida en manantiales, y a los alumnos del Máster RHYMA, por participar activamente en los ensayos de trazadores y en la realización de diagráffas en sondeos.

En un contexto más personal, siempre estaré agradecido a mis amigos de Chiclana (Javi, Francisco, Juanlu, Víctor, Adrián, Eugenio, Manolo, José Luís y Alberto), por el apoyo y los ánimos recibidos durante todo este tiempo. También a mis compañeros de promoción de Granada, particularmente a María y a Alonso, al que le prometo muchas salidas al campo. Doy gracias a Javi Moreno, otra gran persona y amigo.

No encuentro palabras para expresar mi más agradecimiento a mis padres y a mis hermanas. Su ayuda, comprensión y constante apoyo moral han sido de vital importancia para superar tan duro camino. Mención especial a Laura, por acompañarme y darme ánimos en todo momento durante la última etapa de la investigación.

Por último, debo señalar que esta investigación ha sido subvencionada por el Proyecto de Excelencia RNM-02161 de la Junta de Andalucía y los proyectos CGL2008-06158 y CGL2012-32590 de la DGCYT. El autor ha disfrutado de una beca de F.P.I. de la Junta de Andalucía adscrita al primero. La investigación se ha beneficiado del Convenio de la Unidad Asociada firmado entre el IGME y la UMA.

RESUMEN

La presente Tesis Doctoral trata sobre la investigación hidrogeológica de acuíferos carbonáticos de la **Serranía oriental de Ronda**, constituida por una serie de alineaciones montañosas situadas al NO de la provincia de Málaga (S de España) que ocupan una extensión de 390 km², de los cuales 104 km² corresponden a terrenos karstificados.

Desde el punto de vista geológico, el área se ubica en el tercio occidental de la Cordillera Bética y pertenece al dominio Subbético Interno occidental o Penibético. Las principales formaciones carbonáticas están constituidas por calizas y dolomías jurásicas, con una potencia superior a 500 m, limitadas -a muro- por arcillas triásicas con evaporitas y -a techo- por margas y margocalizas cretácicas. Al NE, cabalgantes sobre el conjunto anterior afloran materiales arcillosos del Flysch del Campo de Gibraltar, mientras que, al SO, las calcarenitas miocenas de la Depresión de Ronda se disponen discordantes sobre el conjunto mesozoico. La estructura de las formaciones jurásicas queda definida por pliegues anticlinales con “forma de cofre”, alineados según la dirección NE-SO y con inmersión al NE, separados por los correspondientes sinclinales.

Las calizas y dolomías jurásicas constituyen acuíferos por fracturación y/o karstificación. La recarga se produce mayoritariamente por infiltración de agua de lluvia sobre los afloramientos carbonáticos, mientras que la descarga se lleva a cabo en régimen natural por manantiales y de forma subterránea hacia la Depresión de Ronda. La precipitación media anual en la región, de 600-700 mm, permite obtener unos recursos medios renovables de 42 hm³/año.

En el marco de la investigación hidrogeológica se han diferenciado tres zonas: la meridional, que incluye los acuíferos carbonáticos de las sierras Hidalga y Blanquilla y el denominado sistema hidrológico de la Fuensanta; la noroccidental, con los acuíferos de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco; y la nororiental, que abarca los acuíferos de la Sierra de Ortega y del Cerro de Matagayar y de las sierras de Teba y Peñarrubia. En todos ellos, se ha realizado una caracterización hidrogeológica general y se ha investigado su funcionamiento a partir del análisis de las respuestas naturales (hidrodinámica, hidrotérmica, hidroquímica, isotópica y de fluorescencia natural de las aguas) de manantiales y sondeos, de ensayos de trazadores y del análisis la información geológica y geofísica disponible.

En la parte meridional del área de estudio, la mayoría de manantiales asociados a la descarga de los acuíferos de las sierras de Hidalga y Blanquilla drenan hacia el Valle del Río Turón y muestran respuestas naturales rápidas y de gran magnitud, propias de sistemas de

flujo por conductos. La elevada variabilidad constatada en buena parte de los parámetros hidrogeológicos del sistema hidrológico de la Fuensanta es consecuencia de la estrecha relación entre las aguas superficiales y subterráneas en los afloramientos de calizas margosas y margocalizas cretácicas. En los acuíferos de la zona noroccidental (sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco), la amplia gama de respuestas naturales observada es el reflejo de las diferencias en el grado de desarrollo de la karstificación: elevado en el sector drenado por el manantial de Cañamero y su *trop plein* (Prado Medina), bajo en el del manantial del Carrizal (y Ventilla) e intermedio en el sector Barranco de Palomeras-Arroyo del Cerezo. En el extremo nororiental del área de estudio, el acuífero de la Sierra de Ortegícar y del Cerro de Matagayar parece drenar hacia el Río Guadalteba, aunque los resultados obtenidos no son concluyentes. El análisis conjunto de las repuestas naturales del acuífero de las sierras de Teba y Peñarrubia, relativamente amortiguadas aunque de cierta magnitud, sugiere un bajo desarrollo de la karstificación en el sector drenado por el manantial de Torrox. Las medidas realizadas en el Río de la Venta permiten constatar la infiltración de las aguas superficiales en el acuífero. La existencia de flujos lentos y profundos podría atribuirse a la propia geometría del acuífero o a la posible transferencia de agua subterránea desde el acuífero de la Sierra de Ortegícar y del Cerro de Matagayar. En cualquier caso, toda la zona nororiental debe ser objeto de investigaciones adicionales, más específicas, para caracterizar su funcionamiento hidrogeológico y la eventual relación hidrogeológica que puede existir entre los sectores de Sierra de Ortegícar y Cerro de Matagayar y de las sierras de Teba-Peñarrubia.

ABSTRACT

This PhD Thesis deals with a hydrogeological research of carbonate aquifers of the ***Serranía oriental de Ronda***, which is constituted by a mountain range located to the NO of the Málaga province (southern Spain). It occupies an area of 390 km², of which 104 km² correspond to karstifiable terrains.

From a geological standpoint, the test site is placed in the western third of the Betic orogen (external zones), belonging to the most western internal Subbetic units, also called Penibetic. The main carbonate formations are made up of Jurassic limestone and dolostones, with a thickness up to 500 m, limited -to the bottom- by Triassic clays with evaporites and -to the top- by Cretaceous marls and marly limestones. To the NE, overthrusting over the former lithologies, Flysch type rocks crop out, while, to the SW, Miocene sandstones of the Ronda basin are discordant over the Mesozoic formations. The geological structure of the Jurassic rocks consists in box-shape anticline folds, oriented following the NE-SW direction and plunging toward NE, which are separated by corresponding syncline folds.

The Jurassic carbonate rocks comprise aquifers by means of fracturation and karstification. Most of recharge is produced by rainfall infiltration over the carbonate outcrops, while the discharge is naturally carried out through karst springs and by hidden flows to the Ronda basin (porous aquifer). The mean rainfall estimated in the test site, of 600-700 mm, permit to get average water resources of 42 hm³/year.

From the hydrogeological standpoint three main areas have been differentiated in the Serranía oriental de Ronda: S area, which includes the Hidalga and Blanquilla carbonate aquifers and the so called Fuensanta hydrological system; NW area, involving the Merinos, Colorado and Carrasco aquifers; and NE area, which comprises the Ortégicar, Matagayar, Teba and Peñarrubia mountains. In this research has been performed a general characterization of the aforementioned aquifers investigating their hydrogeological functioning from the analysis of the natural responses (hydrodynamic, hydrothermal, hydrochemistry, water isotopes and the natural fluorescence of the groundwater) recorded at the karst springs and boreholes, from tracer tests and from the study of the available geological and geophysical information.

In the southern part of the test site, the majority of the karst springs associated with the drainage of the Hidalga and Blanquilla aquifers drains toward the valley of the Turón River and show faster natural responses and of a higher magnitude, as correspond to conduit flow systems. The high variability observed in a large number of the hydrogeological parameters of Fuensanta hydrological system is consequence of the narrow relationship

between surface waters and the groundwater drained by the Cretaceous marly limestones. In the carbonate aquifers of the NW area (Merinos, Colorado and Carrasco), the wide variety of natural responses reflect the differences in the degree of the karst development of each sector. Thus karstification is highly developed in the aquifer sector drained by the Cañamero spring and its overflow spring (Prado Medina), low in that of the Carrizal spring (and Ventilla) and of an intermediate degree in the Barranco de Palomeras-Arroyo del Cerezo aquifer sector. In the NE border of the study site, the drainage to the Guadalteba River of the aquifer formed by Ortégicar and Matagayar has been inferred from field measurements, although the results obtained are not conclusive. The combined analysis of the natural responses in the carbonate aquifer of Teba and Peñarrubia mountains, relatively buffered but of a certain magnitude, suggest a low development of the inner karstification in the sector drained by the Torrox spring, where the infiltration of the surface waters of the La Venta river in the Tajo del Molino fluviokarstic canyon have been demonstrated. The existence of slow and deep flows in the Teba and Peñarrubia mountains can be attributed to the geometry of the aquifer, with folded and steep limestone layers that increase the vertical hydraulic conductivity, or to the possible groundwater transference from the aquifer of the Ortégicar and Matagayar mountains. In any case, additional and more specific investigations should be conducted in the whole NE area to characterise the functioning and the hydrogeological relationships that can exist between the Ortégicar-Matagayar and Teba-Peñarrubia aquifer sectors.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 ASPECTOS GENERALES DE LA INVESTIGACIÓN.....	1
1.2 MARCO GEOGRÁFICO.....	5
1.3 OBJETIVOS.....	7
1.4 METODOLOGÍA DE TRABAJO.....	8
1.4.1 Trabajos de campo.....	8
1.4.1.1 Reconocimiento geológico y geomorfológico del área de estudio.....	8
1.4.1.2 Red de control hidrogeológico.....	8
1.4.1.3 Medidas y muestreo en la red de control.....	9
1.4.1.3.1 Medidas de datos hidrometeorológicos.....	9
1.4.1.3.2 Medidas de caudal.....	9
1.4.1.3.3 Medidas de nivel piezométrico.....	10
1.4.1.3.4 Medidas de campo de parámetros físico-químicos.....	10
1.4.1.3.5 Registro vertical de parámetros físico-químicos en sondeos.....	11
1.4.1.3.6 Muestreo de aguas.....	12
1.4.1.3.7 Ensayos de trazadores.....	13
1.4.2 Trabajos de laboratorio.....	14
1.4.2.1 Análisis químicos.....	14
1.4.2.2 Determinaciones espectrofluorométricas.....	15
1.4.2.3 Análisis de isótopos ambientales.....	17
1.4.3 Trabajos de gabinete.....	17
1.4.3.1 Recopilación bibliográfica.....	17
1.4.3.2 Recopilación de datos meteorológicos e hidrogeológicos.....	18
1.4.3.3 Análisis y tratamiento de los datos.....	19
1.4.3.3.1 Climatología y balance hidrogeológico.....	19
1.4.3.3.2 Datos hidrodinámicos.....	19
1.4.3.3.3 Parámetros hidroquímicos.....	20
1.4.3.3.4 Composición isotópica.....	23
1.4.3.4 Elaboración de tablas, gráficos, figuras y mapas.....	24
1.4.3.5 Redacción de la Memoria de la Tesis Doctoral.....	24
2. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	27
2.1 GEOLOGÍA.....	27
2.1.1 Introducción.....	27
2.1.2 Antecedentes.....	27
2.1.3 Estratigrafía.....	29
2.1.3.1 Subbético Interno occidental (Penibético).....	29
2.1.3.2 Complejo del Campo de Gibraltar.....	32
2.1.3.3 Depresión de Ronda.....	32
2.1.4 La estructura geológica.....	33
2.1.4.1 La estructura geológica de la zona meridional: sierras de Hidalga y Blanquilla.....	34
2.1.4.2 La estructura geológica de la zona noroccidental: sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco.....	36
2.1.4.3 La estructura geológica de la zona nororiental: sierras de Ortegícar, Matagayar, Teba y Peñarrubia.....	37
2.2 GEOFÍSICA.....	38
2.2.1 Investigación geofísica en la Cubeta del Guadalteba.....	38
2.2.2 Prospección geoelectrica mediante SEV.....	39
2.2.3 Geofísica electromagnética (SEDT).....	40
2.3 FRACTURACIÓN.....	41
2.3.1 Rasgos generales.....	41

2.3.2	Análisis de la fracturación a partir de las medidas de campo.....	42
2.3.3	Análisis de la fracturación a partir de interpretación de foto aérea.....	42
2.4	GEOMORFOLOGÍA.....	44
2.4.1	Antecedentes.....	44
2.4.2	Análisis del relieve.....	44
2.4.3	Hidrología superficial.....	47
2.4.4	Modelado kárstico y formas asociadas.....	50
2.4.5	Depósitos travertínicos.....	58
2.4.5.1	Principales características de los complejos travertínicos.....	58
2.4.5.2	Consideraciones derivadas del análisis de los complejos travertínicos.....	60
3.	CLIMATOLOGÍA.....	63
3.1	GENERALIDADES SOBRE LA DINÁMICA DE LAS PRECIPITACIONES Y LA TEMPERATURA A ESCALA REGIONAL	63
3.2	ANÁLISIS DE LAS SERIES HISTÓRICAS DE PRECIPITACIÓN CORRESPONDIENTES AL PERÍODO 1964/65-2010/11.....	65
3.2.1	Análisis y tratamiento de datos.....	65
3.2.2	Precipitación media anual. Determinación de años tipo.....	70
3.2.3	Distribución espacial de las precipitaciones. Isoyetas.....	71
3.2.4	Gradiente pluviométrico.....	75
3.2.5	Distribución temporal de las precipitaciones.....	75
3.3	ANÁLISIS DE LAS PRECIPITACIONES CORRESPONDIENTES AL PERÍODO DE INVESTIGACIÓN (2007/08-2009/2010).....	78
3.3.1	Distribución espacial de las precipitaciones. Isoyetas.....	78
3.3.2	Precipitación media anual.....	81
3.3.3	Distribución temporal de las precipitaciones.....	82
3.3.4	Composición química del agua de lluvia.....	85
3.3.4.1	Estrategia de muestreo y tratamiento de datos.....	85
3.3.4.2	Hidroquímica.....	86
3.3.4.3	El contenido de Cl ⁻	89
3.3.5	Isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$) del agua de lluvia.....	90
3.3.5.1	Consideraciones previas.....	90
3.3.5.2	La señal isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ y el exceso en deuterio de las aguas meteóricas del área de estudio.....	91
3.4	ANÁLISIS DE LOS DATOS DE TEMPERATURA DEL AIRE.....	93
3.4.1	Características generales. Datos disponibles.....	93
3.4.2	Temperatura del aire a partir de las series históricas (período 1981/82-1997/98).....	94
3.4.3	Temperatura del aire durante el período de investigación (2007/08-2009/10).....	98
4.	CARACTERÍSTICAS HIDROGEOLÓGICAS GENERALES DE LA SERRANÍA ORIENTAL DE RONDA.....	101
4.1	CONSIDERACIONES PREVIAS.....	101
4.2	ANTECEDENTES.....	101
4.3	LÍMITES Y GEOMETRÍA.....	104
4.4	INVENTARIO DE PUNTOS DE AGUA.....	107
4.4.1	Manantiales.....	108
4.4.2	Sondeos.....	110
4.5	HIDRODINÁMICA.....	113
4.5.1	Caudales de los manantiales.....	113
4.5.2	Sondeos.....	118
4.5.2.1	Columnas litológicas y observaciones hidrogeológicas.....	118
4.5.2.2	Piezometría.....	120
4.6	HIDROTERMIA.....	123
4.7	HIDROQUÍMICA.....	128

4.7.1 Distribución espacial de la composición química de las aguas.....	129
4.7.2 Evolución temporal de la conductividad eléctrica.....	139
4.7.3 Curvas de distribución de frecuencias (CFD) de la conductividad eléctrica ...	142
4.8 COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA.....	144
4.8.1 Características isotópicas de las aguas.....	144
4.8.2 Evolución temporal de $\delta^{18}\text{O}$	147
4.8.3 Relación $\delta^{18}\text{O}$ – altitud: superficies de recarga.....	150
4.8.4 Consideraciones sobre el funcionamiento hidrogeológico de acuíferos kársticos a partir de la composición isotópica de las aguas.....	151
4.9 FLUORESCENCIA NATURAL DE LAS AGUAS.....	154
4.9.1 Caracterización de la fluorescencia natural.....	154
4.9.2 Evolución temporal de la fluorescencia natural.....	156
4.9.3 Materia orgánica disuelta y carbono orgánico total (cot).....	158
4.10 DIFERENCIACIÓN HIDROGEOLÓGICA EN LA SERRANÍA ORIENTAL DE RONDA.....	160
4.10.1 La zona meridional.....	160
4.10.2 La zona noroccidental.....	162
4.10.3 La zona nororiental.....	163
5. HIDROGEOLOGÍA DE LA ZONA MERIDIONAL.....	165
5.1 EL ACUÍFERO DE SIERRA HIDALGA.....	165
5.1.1 Límites y geometría.....	165
5.1.2 Puntos de agua.....	165
5.1.3 Hidrodinámica.....	168
5.1.3.1 Datos de caudal.....	168
5.1.3.2 Descripción de los hidrogramas de los manantiales de Abusín (M-1) y Camarero (M-2).....	169
5.1.3.3 Análisis de las curvas de recesión de los manantiales de Abusín (M-1) y de Camarero (M-2).....	170
5.1.4 Hidrotermia.....	172
5.1.5 Hidroquímica.....	174
5.1.5.1 Análisis espacial de la composición química de las aguas.....	174
5.1.5.2 Evolución temporal de la composición química.....	178
5.1.5.2.1 Manantial de Abusín (M-1).....	178
5.1.5.2.2 Manantial de Camarero (M-2).....	180
5.1.5.3 Curvas de distribución de frecuencias de la conductividad eléctrica.....	183
5.1.6 Ensayos de trazadores.....	184
5.1.6.1 Ensayo multitrazador (19/02/2010).....	185
5.1.6.1.1 Resultados hidrodinámicos.....	188
5.1.6.1.2 Muestreos hidroquímicos diferenciales en el Arroyo de Buenavista (cuenca alta del Río Turón).....	192
5.1.6.2 Ensayo de trazador simple (08/04/2011).....	194
5.1.7 Síntesis hidrogeológica del acuífero de Sierra Hidalga.....	196
5.2 EL ACUÍFERO DE SIERRA BLANQUILLA.....	199
5.2.1 Límites y geometría.....	199
5.2.2 Puntos de agua.....	199
5.2.3 Hidrodinámica.....	203
5.2.3.1 Datos de caudal.....	203
5.2.3.2 Descripción de los hidrogramas de los manantiales del Río Turón.....	206
5.2.3.2.1 Manantiales permanentes: El Burgo (M-15) y Hierbabuena (M-14).....	206
5.2.3.2.2 Manantiales <i>trop plein</i> : Tp1-Hierbabuena (M-11) y Tp2-Hierbabuena (M-9).....	206
5.2.3.2.3 Descarga subterránea neta hacia el Valle del Río Turón.....	208

5.2.3.3	Análisis de las curvas de agotamiento del manantial de Hierbabuena (M-14).....	209
5.2.3.4	Análisis de las curvas de recesión de la descarga de Sierra Blanquilla hacia el Valle del Río Turón.....	211
5.2.4	Hidrotermia.....	214
5.2.5	Hidroquímica.....	217
5.2.5.1	Composición química de las aguas.....	217
5.2.5.2	Evolución temporal de la composición química de las aguas.....	223
5.2.5.2.1	Manantial de El Burgo (M-15).....	223
5.2.5.2.2	Manantiales de Hierbabuena (M-14), Tp1-Hierbabuena (M-11) y Tp2-Hierbabuena (M-9).....	230
5.2.5.3	Curvas de distribución de frecuencias (CDF) de la conductividad eléctrica.....	237
5.2.6	Composición isotópica.....	241
5.2.7	Relación entre las aguas superficiales y subterráneas en el Valle del Río Turón.....	243
5.2.7.1	Caracterización hidrodinámica.....	243
5.2.7.2	Caracterización hidrotérmica e hidroquímica.....	246
5.2.8	Evolución hidrogeoquímica de las aguas en el área de descarga de Sierra Blanquilla hacia el Río Turón.....	252
5.2.9	Síntesis hidrogeológica del acuífero de Sierra Blanquilla.....	257
5.3	EL SISTEMA HIDROLÓGICO DE LA FUENSANTA.....	261
5.3.1	Antecedentes y justificación de la investigación.....	261
5.3.2	Localización y contexto geológico.....	261
5.3.3	Puntos de agua subterránea.....	265
5.3.4	Caracterización hidrodinámica.....	266
5.3.4.1	Hidrología superficial.....	266
5.3.4.2	Hidrología subterránea.....	271
5.3.4.2.1	Datos de caudal.....	271
5.3.4.2.2	Hidrograma del manantial de la Fuensanta (M-12).....	273
5.3.4.3	Ensayos de trazadores.....	275
5.3.5	Hidrotermia.....	281
5.3.6	Hidroquímica.....	285
5.3.6.1	Composición química de las aguas subterráneas y superficiales.....	285
5.3.6.2	Evolución temporal de la composición química de las aguas drenadas por el manantial de la Fuensanta (M-12).....	291
5.3.6.3	Curvas de distribución de frecuencias (CDF) de la conductividad eléctrica.....	296
5.3.6.4	Modelo de mezcla aplicado a las aguas del manantial de la Fuensanta (M-12).....	297
5.3.7	Composición isotópica.....	303
5.3.8	Fluorescencia natural de las aguas.....	306
5.3.9	Síntesis hidrológica-hidrogeológica del área de la Fuensanta.....	312
6.	HIDROGEOLOGÍA DE LA ZONA NOROESTE. LOS ACUÍFEROS DE LAS SIERRAS DE LOS MERINOS, COLORADO Y CARRASCO.....	315
6.1	Límites y geometría.....	315
6.2	Puntos de agua.....	318
6.3	Hidrodinámica.....	322
6.3.1	Datos de caudal.....	322
6.3.2	Descripción de los hidrogramas.....	328
6.3.2.1	Manantial de la Ventilla (M-16).....	328
6.3.2.2	Manantial del Barranco de Palomeras (M-20).....	330
6.3.2.3	Manantial del Carrizal (M-24).....	331
6.3.2.4	Manantial de Cañamero (M-26).....	333

6.3.3	Análisis de las curvas de recesión por el método de Mangin (1970, 1975).....	335
6.3.3.1	Manantial del Barranco de Palomeras (M-20).....	335
6.3.3.2	Manantial de la Ventilla (M-16).....	336
6.3.3.3	Manantial del Carrizal (M-24).....	339
6.3.3.4	Manantial de Cañamero (M-26).....	341
6.3.4	Análisis de caudales clasificados del manantial de Cañamero (M-26).....	344
6.3.5	Los sondeos del sistema.....	346
6.3.5.1	Información procedente de las perforaciones.....	346
6.3.5.2	Evolución temporal de la piezometría.....	349
6.3.5.3	Parámetros hidráulicos.....	352
6.3.5.3.1	Ensayos de bombeo en los sondeos de Palomeras-3 (P-7) y -1 (P-8).....	354
6.3.5.3.2	Ensayo de bombeo del sondeo del Arroyo del Cerezo (P-9).....	357
6.3.5.3.3	Ensayos de bombeo de los sondeos de Serrato-1 (S-41) y -2 (P-10).....	359
6.4	HIDROTERMIA.....	363
6.5	HIDROQUÍMICA.....	367
6.5.1	Composición química de las aguas. Distribución espacial.....	367
6.5.2	Curvas de distribución de frecuencias (CDF) de la conductividad eléctrica.....	372
6.5.3	Registros de conductividad eléctrica y temperatura en el sondeo de Palomeras -1 (P-8).....	376
6.5.4	Evolución temporal de la composición química del agua.....	379
6.5.4.1	Manantial de la Ventilla (M-16).....	379
6.5.4.2	Manantial del Barranco de Palomeras (M-20) y sondeo del Arroyo del Cerezo (P-9).....	384
6.5.4.3	Manantial del Carrizal (M-24).....	391
6.5.4.4	Manantial de Cañamero (M-26).....	396
6.5.5	Hydrogeochemical modeling.....	403
6.5.5.1	Background.....	403
6.5.5.2	Molar relationships defining specific chemical reactions in carbonate karst aquifers.....	405
6.5.5.3	Inverse geochemical modeling.....	407
6.5.5.4	Geochemical evolution of the groundwater in the Merinos-Colorado-Carrasco carbonate aquifers.....	408
6.6	COMPOSICIÓN ISOTÓPICA.....	410
6.7	SÍNTESIS HIDROGEOLÓGICA DE LAS SIERRAS DE LOS MERINOS, COLORADO Y CARRASCO.....	416
7.	HIDROGEOLOGÍA DE LA ZONA NORORIENTAL.....	421
7.1	EL ACUÍFERO DE LA SIERRA DE ORTEGÍCAR Y DEL CERRO DE MATAGAYAR.....	421
7.1.1	Límites y geometría.....	421
7.1.2	Puntos de agua. Información procedente de sondeos.....	423
7.1.3	Caracterización hidrogeológica.....	425
7.1.3.1	Aforos diferenciales en el Río Guadalteba.....	425
7.1.3.2	Evolución temporal de la piezometría en los sondeos de Ortegaícar (S-42) y de la Venta del Cordobés (P-11).....	429
7.1.3.3	Registros verticales de conductividad eléctrica y temperatura del agua en el sondeo de la Venta del Cordobés (P-11).....	431
7.1.3.4	Composición química del agua.....	433
7.2	EL ACUÍFERO DE LAS SIERRAS DE TEBA Y PEÑARRUBIA.....	435
7.2.1	Límites y geometría.....	435
7.2.2	Puntos de agua.....	435
7.2.3	Hidrodinámica.....	439
7.2.3.1	Datos de caudal.....	439
7.2.3.2	Hidrogramas del manantial de Torrox (M-27a).....	441

7.2.3.3 Aforos diferenciales en el Río de la Venta.....	443
7.2.3.4 Los sondeos del sistema.....	445
7.2.3.4.1 Información procedente de los sondeos.....	445
7.2.3.4.2 Evolución temporal de la piezometría en los sondeos de Peñarrubia (P-11) y de Campillos-3 (S-46).....	446
7.2.4 Hidrotermia.....	447
7.2.5 Hidroquímica.....	450
7.2.5.1 Composición química de las aguas. Distribución espacial.....	450
7.2.5.2 Evolución temporal de la composición química del agua del manantial de Torrox (M-27a).....	455
7.2.5.3 Curva de distribución de frecuencias (CDF) de la conductividad eléctrica del agua drenada por el manantial de Torrox (M-27a).....	460
7.2.5.4 Registro vertical de conductividad eléctrica y temperatura en el sondeo de Campillos-3 (S-46).....	461
7.2.6 Composición isotópica.....	463
7.3 SÍNTESIS HIDROGEOLÓGICA DE LA ZONA NORORIENTAL.....	467
8. BALANCE HIDROGEOLÓGICO.....	471
8.1 ENTRADAS.....	471
8.1.1 Precipitaciones.....	472
8.1.2 Cálculo de la evapotranspiración real por el método de Thornthwaite (1948) a partir de los datos de las estaciones meteorológicas.....	473
8.1.3 Estimación de la lluvia útil por el método de Thornthwaite (1948) en los acuíferos del área de estudio.....	475
8.1.4 Cálculo de la infiltración eficaz por el método de Kessler (1967).....	477
8.1.5 Determinación y zonación espacial de la recarga a partir del método APLIS.....	479
8.1.5.1 Consideraciones metodológicas.....	479
8.1.5.2 Aplicación del método APLIS modificado.....	480
8.2 SALIDAS.....	484
8.3 BALANCE DE LOS ACUÍFEROS DE LA SERRANÍA ORIENTAL DE RONDA CORRESPONDIENTE AL PERÍODO DE INVESTIGACIÓN (2007/08- 2009/10).....	488
8.4 RECURSOS HÍDRICOS MEDIOS RENOVABLES CORRESPONDIENTE AL PERÍODO HISTÓRICO (1964/65-2009/10).....	491
9. CONCLUSIONS.....	495
9.1 CONCERNING TO THE CHARACTERIZATION AND THE HYDROGEOLOGICAL FUNCTIONING OF THE STUDIED CARBONATE AQUIFERS.....	495
9.2 CONCERNING TO THE APPLIED METHODOLOGY.....	502
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	509
▪ ANEXO 1: Functioning of a karst aquifer from S Spain under highly variable climate conditions, deduced from hydrochemical records	527
▪ ANEXO 2: Progress in the hydrologic simulation of time variant recharge areas of karst systems – exemplified at a karst spring in Southern Spain	543
▪ ANEXO 3: Using non conservative tracers to characterize karstification processes in the Merinos-Colorado-Carrasco aquifer system (southern Spain).....	557
▪ ANEXO 4: Hydrogeological characterization of two karst springs in southern Spain by hydrochemical data and intrinsic natural fluorescence	575
INDICE DE FIGURAS.....	593
INDICE DE TABLAS.....	611

1 INTRODUCCIÓN

1.1 ASPECTOS GENERALES DE LA INVESTIGACIÓN

Alrededor de un 10-15 % de la superficie terrestre está ocupada por terrenos de naturaleza karstificable (Ford y Williams, 2007) y aproximadamente el 20-25 % de la población mundial aprovecha parcial o totalmente sus recursos hídricos, aunque se estima que este porcentaje aumentará en las próximas décadas. En Europa existe gran proporción de rocas carbonáticas (Fig. 1.1), que afloran en el 22 % de la superficie continental (Ford y Williams, 1989; Williams y Ford, 2006; Ford y Williams, 2007). En algunos países europeos, como Austria o Eslovenia, el agua subterránea procedente de acuíferos carbonáticos cubre el 50 % del abastecimiento, mientras que en otros, particularmente aquellos de ámbito mediterráneo, supone la única fuente de agua potable (EU, 1995).

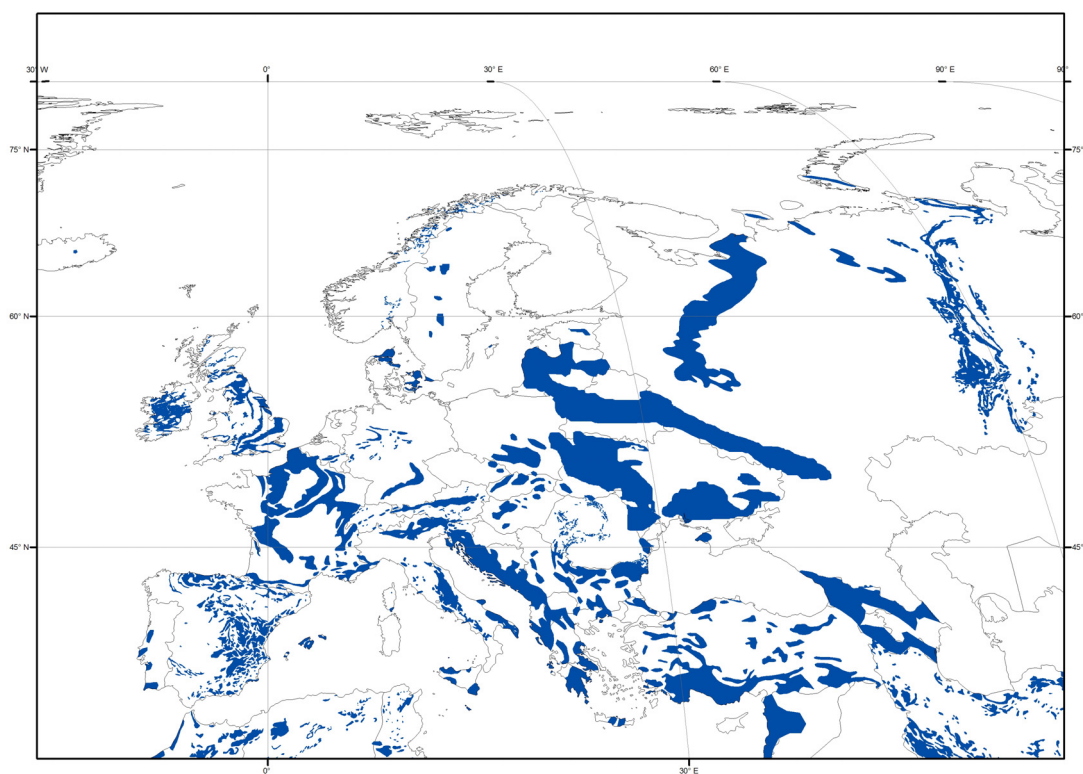


Figura 1.1. Distribución de los afloramientos de rocas carbonáticas, susceptibles de ser karstificados, en el continente europeo y áreas próximas (Ford y Williams, 1989; Williams y Ford, 2006; Ford y Williams, 2007).

En el territorio español (Fig. 1.1), los afloramientos carbonáticos potencialmente karstificables se extienden a lo largo de 110.000 km² (Durán y López Martínez, 1989), de los cuales 7.000 km² se incluyen en la Comunidad Autónoma de Andalucía. Estos últimos almacenan unos recursos medios de 2.000 hm³/año (Benavente *et al.*, 1986). Con respecto a

la provincia de Málaga, en la que se desarrolla la presente investigación, el área de recarga de los acuíferos carbonáticos ocupa 987 km² y los recursos hídricos son de 435 hm³/año (Linares, 2007). La magnitud de este valor es tal que si se aprovecharan los recursos hídricos subterráneos en su totalidad, se podrían satisfacer las demandas anuales de agua a una población equivalente a tres veces la de la provincia de Málaga.

El anterior balance de cifras permite dar una idea de la importancia del volumen de agua almacenado en este tipo de acuíferos, hecho que justifica su investigación, imprescindible para la correcta gestión y planificación hidrológica

Las rocas carbonáticas constituyen acuíferos cuyas características difieren de otros medios hidrogeológicos, como los detríticos o fracturados. Entre las particularidades de los acuíferos carbonáticos destaca la susceptibilidad a ser karstificados, es decir, las formaciones geológicas que los constituyen son químicamente solubles. Como consecuencia de ello los acuíferos carbonáticos presentan las características siguientes (Mangin, 1975; Bakalowicz, 1979; White, 1988; Ford y Williams, 1989; Goldscheider y Drew, 2007; Worthington y Gunn, 2009):

- La karstificación es un proceso dinámico en el espacio y en el tiempo. Hay una evolución como consecuencia de los procesos de disolución de la roca (Fig. 1.2), tanto en superficie, con el desarrollo de formas exokársticas (dolinas, uvalas, sumideros, etc.), como en su interior, con la génesis de cavidades y otros elementos endokársticos.
- Existen varios tipos de porosidad: intergranular (primaria), por fracturas y por conductos. Estos últimos permiten la rápida transferencia de volúmenes de agua subterránea (con velocidades de flujo superiores a 100 m/h) y se organizan internamente formando un entramado o red jerarquizada de conductos kársticos (Fig. 1.2), cuya configuración determina el funcionamiento acuífero.
- La permeabilidad depende de la escala de trabajo. La conductividad hidráulica en muestras de roca centimétricas es baja y está determinada por poros y microfracturas, mientras que si se consideran mayores volúmenes de roca puede ser muy elevada, debido a la existencia de grandes fracturas y/o conductos.
- La recarga en los acuíferos kársticos (Fig. 1.2) puede ser de tipo difusa, mediante la infiltración a través de las fisuras de los afloramientos carbonáticos, o concentrada, en puntos de infiltración preferencial, generalmente por sumideros kársticos.
- Los acuíferos kársticos son especialmente vulnerables a la contaminación. Por tanto, es necesario un control adecuado, en el tiempo y en el espacio, para la correcta gestión, planificación y protección de sus recursos hídricos.

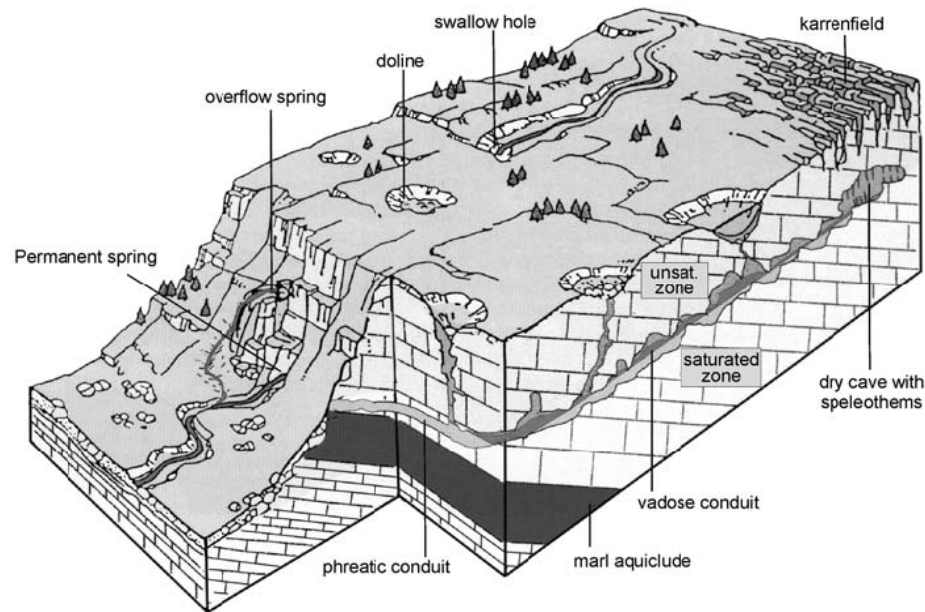


Figura 1.2. Modelo esquemático de un macizo kárstico en el que se representan algunas formas exo- y endokársticas y su relación con el funcionamiento hidrogeológico del sistema (Schaer et al., 1998).

La investigación del karst puede ser abordada desde tres puntos de vista: metodológico, estructural y funcional (Bakalowicz, 2005). El primero se basa en observaciones directas, mediante la exploración espeleológica de los sistemas de cavidades, e indirectas, a partir de medidas sistemáticas en sondeos (observación de niveles piezométricos y ensayos de bombeo), técnicas éstas derivadas de los estudios clásicos de Hidrogeología. No obstante, el acceso directo al sistema de cavidades se realiza, frecuentemente, en las partes inactivas de la red de drenaje kárstico (p.e. cavidades en la zona no saturada, Fig. 1.2) y la investigación mediante sondeos (fuentes puntuales de información) impide obtener una visión de conjunto del karst, en cuanto a organización y funcionamiento hidrogeológico, dada su reducida representatividad (Kiraly, 1968; Ford y Williams, 1989; Worthington, 1999). Por su parte, el punto de vista estructural consiste en el estudio de la fracturación de los macizos carbonáticos (Grillot, 1977; Razack, 1980) y parte de la premisa de que la red de drenaje kárstico se organiza siguiendo las principales directrices de fracturación. El principal inconveniente del análisis de la fracturación de un macizo kárstico reside en la imposibilidad de inferir la conexión hidráulica en profundidad de las fracturas reconocidas en superficie.

Sin embargo, el enfoque funcional se refiere al flujo de agua por la red de drenaje kárstica. En ausencia de datos de observación directa, las investigaciones hidrogeológicas del karst se centran frecuentemente en las respuestas naturales de los puntos de descarga, que representan el funcionamiento global del sistema (Mangin, 1975; Bakalowicz, 1979;

Mudry, 1986). La metodología aplicada para el estudio de acuíferos carbonáticos es específica, dada las particularidades de este tipo de medios. Los recursos renovables, las conexiones hidráulicas y la distribución de niveles piezométricos puede estimarse a partir del análisis de las respuestas hidrodinámicas (Mangin, 1975; Padilla, 1990; Bonacci, 1993 y 2001; 1995; Jeannin, 1996; Kovács *et al.*, 2005). El control hidroquímico de las aguas subterráneas proporciona una valiosa información referente a la calidad química de éstas y al funcionamiento hidrogeológico de los acuíferos (Bakalowicz, 1979; Lastennet y Mudry, 1997; Moore *et al.*, 2009; Barberá y Andreo, 2011; Mudarra y Andreo, 2011, Ravbar *et al.*, 2012, Barberá *et al.*, 2014). Las propiedades térmicas de las aguas se utilizan comúnmente como marcadores de infiltración (Andrieux, 1978; Anderson, 2005, Liñán *et al.*, 2009; Lhumann *et al.*, 2010), indicadores de la interacción agua-roca (Moral *et al.*, 2008) y de mezcla entre distintos volúmenes de agua y para inferir la relación entre las aguas superficiales y las subterráneas (O'Driscoll y DeWalle, 2006). Los isótopos ambientales pueden ser considerados trazadores naturales de infiltración (Bakalowicz *et al.*, 1974), de modo que sirven para caracterizar sistemas acuíferos y precisar el funcionamiento hidrogeológico de los mismos (Barbieri *et al.*, 2005; Falcone *et al.*, 2008). Además, la aplicación de técnicas isotópicas resulta interesante para determinar la influencia de la recarga en las aguas subterráneas (Andreo *et al.*, 2004; Aquilina *et al.* 2005; Criss *et al.*, 2007; Musgrove *et al.*, 2010): estimación de altitudes de recarga, origen, mezcla y tiempos de residencia. La realización de ensayos de trazadores permite dilucidar la conexión hidrogeológica y la velocidad de flujo entre puntos diferentes de un acuífero (Atkinson *et al.*, 1973; Käss, 1998), precisar las áreas de recarga y descarga de manantiales kársticos (Goldscheider, 2005; Ravbar *et al.*, 2012) y mejorar la comprensión sobre los procesos hidrogeológicos -de flujo y de transporte de solutos- que tienen lugar en este tipo de formaciones permeables (Benischke *et al.*, 2007; Morales *et al.*, 2007; Mudarra *et al.*, 2014). Más recientemente, la aplicación de técnicas espectrofluorométricas al estudio de la infiltración rápida en acuíferos kársticos (Baker *et al.*, 1997; Baker y Spencer, 2004; Cruz Jr. *et al.*, 2005; Blondel, 2008; Mudarra *et al.*, 2011) permite complementar los métodos anteriormente mencionados. Cabe resaltar que toda investigación hidrogeológica rigurosa, requiere la aplicación conjunta de más de una técnica de estudio, dado que por sí solas no siempre son concluyentes.

En los países mediterráneos, y más en concreto en el S de España, el aumento de la población unido a la marcada variabilidad climática, provoca situaciones deficitarias de recursos para cubrir la demanda de agua con ciertas garantías. Paradójicamente, en estas regiones existen acuíferos carbonáticos cuyas aguas subterráneas no se aprovechan, debido

a las dificultades que entraña su explotación, entre las que destacan el desconocimiento de su funcionamiento hidrogeológico y la elevada vulnerabilidad a la contaminación.

El aprovechamiento de los recursos hídricos procedentes de acuíferos carbonáticos, particularmente en regiones en las que sólo se abastecen de aguas de origen kárstico, y la situación hídrica después de importantes períodos de sequía (como el de los años 1994 y 1995) crean la necesidad de llevar a cabo investigaciones como la que aquí se trata.

1.2 MARCO GEOGRÁFICO

El área de estudio se localiza al NO de la provincia de Málaga, a 50 km de la capital e inmediatamente al E de la ciudad de Ronda (Fig. 1.3). Ocupa una superficie aproximada de 390 km² entre las comarcas de la Serranía de Ronda y del Guadalteba, en la que se incluyen 104 km² de afloramientos carbonáticos y zonas de especial protección ambiental, particularmente en el sector meridional. Este último forma parte del Parque Natural de la Sierra de las Nieves y de la Reserva de la Biosfera de la UNESCO Sierra de las Nieves y su Entorno.

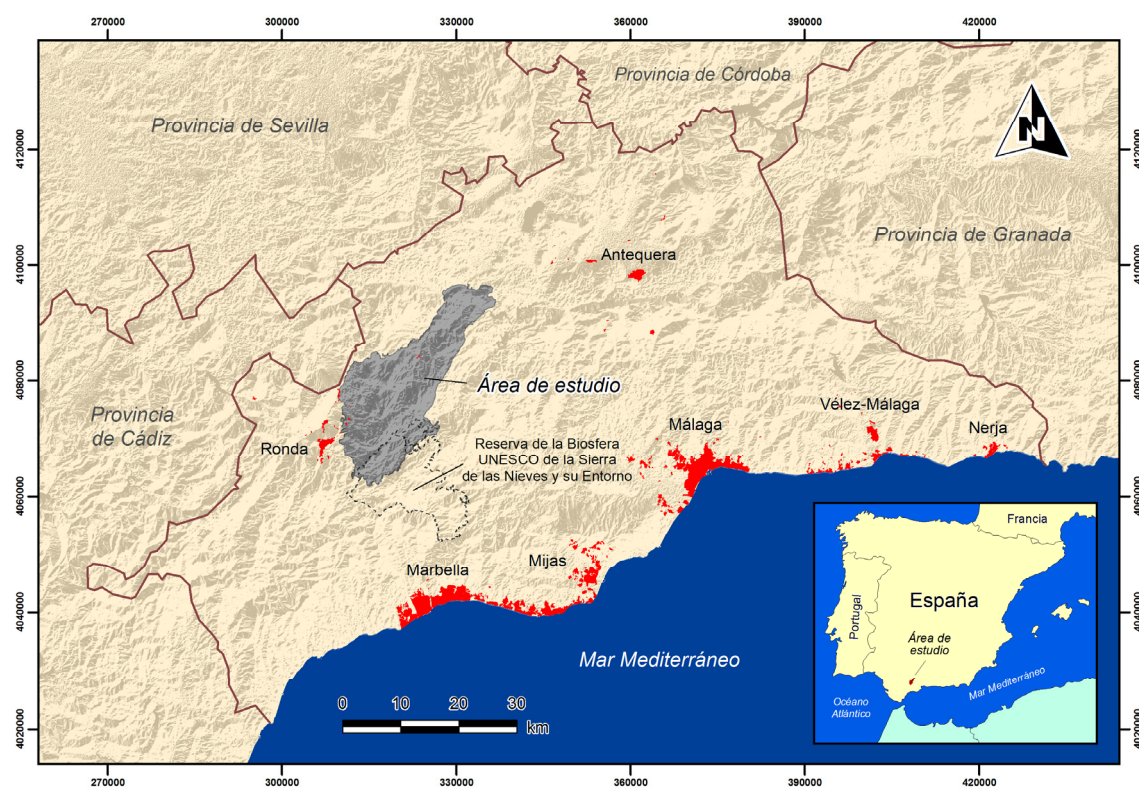


Figura 1.3. Situación geográfica del área de estudio.

Se trata de una serie de alineaciones montañosas subparalelas entre sí, con una orientación preferencial NE-SO, cuya denominación conjunta, en adelante, será **Serranía oriental de Ronda**. Dichas alineaciones montañosas están constituidas (de SO a NE) por las sierras Hidalga, Blanquilla, Merinos, Colorado, Carrasco, Ortegícar, Matagayar, Teba y Peñarrubia (Fig. 1.4). El relieve es escarpado y pierde altitud, de forma progresiva, desde la parte meridional del área de estudio hacia el N y hacia los bordes O y E, donde la topografía resulta ser suave en la Depresión de Ronda y en el área de los embalses del Río Guadalteba, respectivamente (Fig. 1.4). Así, la altitud decrece escalonadamente: desde el vértice de Hidalga (1.504 m) en la sierra del mismo nombre hasta el Cerro del Castillón (729 m), en la Sierra de Peñarrubia, pasando por el Pico del Viento (1.428 m), Juan Pérez (1.214 m), Colorado (1.054 m) y Ortegícar (963 m). Las sierras situadas al E de Ronda se caracterizan por tener laderas con pendientes muy elevadas, que contrastan con el perfil subhorizontal de sus cumbres (altiplanos), cuyas pendientes suelen ser menores del 10 %.

El suelo llega a ser inexistente en muchos sitios de la Serranía oriental de Ronda debido a la litología (calizas, dolomías, margas y margocalizas) y a la pendiente, de manera que los usos agrícolas del territorio son escasos. En zonas con pendientes moderadas, el cultivo puede ser ocasional, mientras que en áreas con fuertes inclinaciones del terreno predomina el uso forestal, además de matorrales o pastizales sin arbolado, particularmente en el S del área de estudio. No ocurre lo mismo en el entorno de la Depresión de Ronda y del Valle del Río Guadalteba, donde predominan los olivares (en la primera) y los cultivos de secano (en el segundo).

Los municipios del área de estudio son (Fig. 1.4): Ronda, Arriate, Cuevas del Becerro, El Burgo y Teba. Salvo la ciudad de Ronda (36.000-37.000 habitantes), los núcleos de población son de pequeña entidad y se ubican generalmente en el perímetro de las sierras, debido a las limitaciones topográficas y de accesos. Los sectores económicos más importantes son los de servicios, hostelería y construcción.

A la Serranía oriental de Ronda se puede acceder por dos vías de comunicación principales (Fig. 1.4). Por el SO, la carretera A-376 (San Pedro de Alcántara-Ronda) permite llegar desde la costa mediterránea a la parte más meridional del área de estudio, concretamente a Sierra Hidalga. Por otro lado, la carretera del Valle del Río Guadalhorce (A-357: Málaga-Campillos) conduce hasta las poblaciones de El Burgo (por el S), Serrato (E) y Teba (NE) mediante una serie de vías comarcales (A-366, A-367, MA-477 y C-341; Fig. 1.4). Para adentrarse hacia el interior de las sierras se debe circular por caminos sin asfaltar, sendas y cortafuegos.

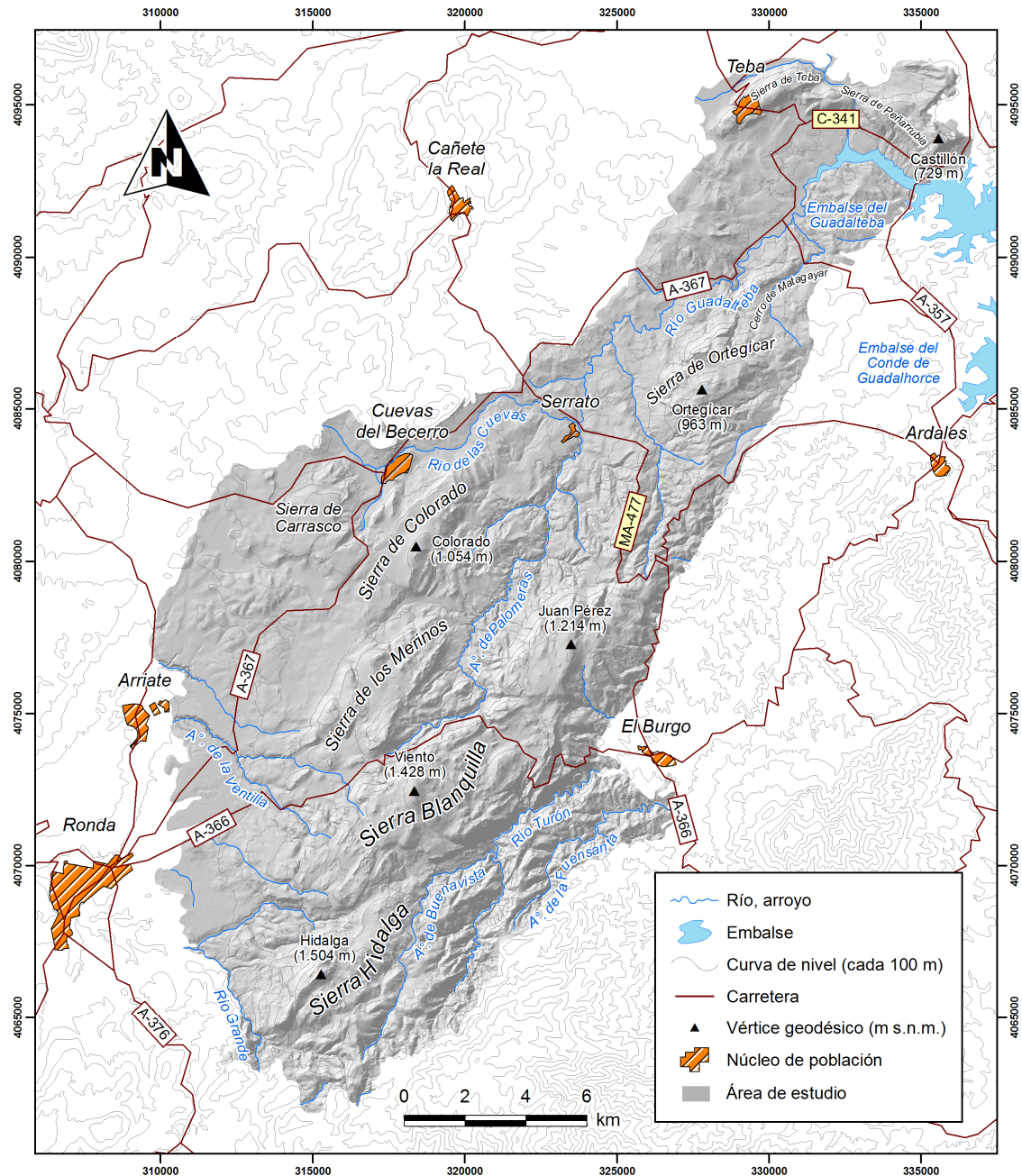


Figura 1.4. Características topográficas, núcleos de población y principales vías de acceso del área de estudio.

1.3 OBJETIVOS

Los objetivos de la presente Tesis Doctoral son los siguientes:

- Definir los límites y la geometría de los acuíferos carbonáticos estudiados a partir de la información geológica, geomorfológica y geofísica disponible.
- Conocer las características químicas, isotópicas y de fluorescencia natural de las aguas de lluvia, subterráneas y, en su caso, de las aguas superficiales relacionadas con ellas.

-
- Caracterizar el funcionamiento hidrogeológico de los sistemas acuíferos diferenciados, con especial énfasis en el grado de desarrollo de la karstificación.
 - Establecer un balance hidrogeológico global y de cada uno de los sistemas acuíferos existentes en el área de estudio.
 - Contrastar el uso de diferentes metodologías aplicadas a la investigación de acuíferos carbonáticos en otras regiones del mundo, adaptándolas a las características hidrogeológicas del área de estudio.

1.4 METODOLOGÍA DE TRABAJO

1.4.1 Trabajos de campo

1.4.1.1 Reconocimiento geológico y geomorfológico del área de estudio

Con objeto de mejorar la comprensión sobre el contexto geológico del área de estudio, se ha llevado a cabo un reconocimiento general en el campo. Se ha trabajado con más detalle en aquellas zonas de mayor interés geológico por sus implicaciones hidrogeológicas. Como consecuencia de ello, se han elaborado numerosos cortes geológicos (adjuntos a esta Memoria), tanto longitudinales como transversales a las principales estructuras geológicas, que ilustran sobre los límites y la geometría de los acuíferos.

Por otro lado, se ha completado la cartografía de las principales formas kársticas (campos de lapiaz, dolinas y sumideros), macromorfologías (depresiones de origen kárstico o pseudopoljes y cañones fluviokársticos), morfologías típicamente kársticas (relieves de tipo ruiforme, en “escalones”, etc.) y depósitos vinculados a este tipo de medios (edificios travertínicos).

1.4.1.2 Red de control hidrogeológico

Se ha tomado como referencia el inventario de puntos de agua procedente de trabajos previos realizados en el área de estudio (IGME, 1983; DGOH-GHUMA, 1995), que se ha ido actualizando a lo largo del período de investigación. El aumento progresivo de la pluviometría ha permitido establecer un inventario de puntos de agua más completo, dada la aparición de nuevos manantiales que no son activos en épocas secas. A partir de esta base de datos, se seleccionaron los puntos de mayor interés (y/o estratégicamente situados), para establecer la red de control hidrogeológico.

1.4.1.3 Medidas y muestreo en la red de control

En la red de puntos de muestreo se han realizado medidas periódicas de parámetros físicos y físico-químicos (caudal/nivel piezométrico, conductividad eléctrica, temperatura y pH del agua) y se han tomado muestras de agua de lluvia, subterráneas y superficiales para su posterior análisis químico (iones mayoritarios, carbono orgánico total -COT- y fluorescencia natural) e isotópico ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$). La periodicidad de muestreo ha sido variable, de horaria a quincenal, aunque en determinados puntos estuvo condicionada por las restricciones de acceso, sobre todo en aquellos situados en áreas remotas. En total, se han controlado regularmente 6 puntos de muestreo de agua de lluvia, 27 manantiales, 7 sondeos y, con cierta frecuencia, 6 puntos de aguas superficiales. Estos últimos corresponden al Río Turón (2) y al Arroyo de la Fuensanta (2), ambos localizados en el término municipal de El Burgo, y al Río de la Venta (2), al E de la localidad de Teba.

1.4.1.3.1 Medidas de datos hidrometeorológicos

En el área de estudio hay un gran número de estaciones pluviométricas y/o termométricas con registro histórico, pertenecientes mayoritariamente al Servicio de Hidrología de la Demarcación Hidrográfica de las Cuencas Mediterráneas Andaluzas (DHCMA). No obstante, la distribución espacial de las estaciones es irregular y, en ciertas zonas, especialmente en las más elevadas (donde más llueve), no se dispone de información meteorológica, debido a la orografía y a la escasa accesibilidad. Por ello, a partir de octubre de 2007 se instalaron un pluviógrafo de tipo *Hellman*, de la marca EIJKELKAMP, al S de la Sierra de Colorado -Cortijo de las Pilas, 765 m s.n.m.-, y una estación meteorológica completa de la marca WATCHDOG modelo 2900 ET (*Spectrum Technologies Inc.*), en el altiplano de Sierra Blanquilla -Cortijo de Añoreta, 965 m s.n.m.- (véase situación en el mapa hidrogeológico adjunto). Las medidas de precipitación acumulada se registraron diariamente en el pluviógrafo y cada 15 min en la estación meteorológica. Además, en esta última, se midió, con la misma periodicidad, la temperatura del aire, entre otros parámetros hidrometeorológicos.

1.4.1.3.2 Medidas de caudal

En el transcurso del período de investigación (agosto de 2007 a mayo de 2010) se han realizado aforos en manantiales, ríos, acequias y otras derivaciones, la mayoría pertenecientes a la red de control hidrogeológico establecida. En total se han efectuado

1.992 medidas de caudal. Para ello se ha utilizado un micromolinete de la marca OTT cuando los caudales eran inferiores a 500 l/s aproximadamente, mientras que para caudales de hasta varias decenas de m³ se ha usado un salinómetro de la marca ETRELEC y modelo SALINOMADD, cuya medida se basa en el método de dilución de sal (NaCl). A partir de septiembre de 2009, y durante un año, se instaló en el manantial de Cañamero (M-26, véase ubicación en el mapa hidrogeológico adjunto) una sonda de nivel de agua con registro continuo, marca ODDYSSEY (*capacitance water level logger*). La periodicidad de medida de los aforos puntuales fue variable, de quincenal (estiaje) a diaria (crecidas), y cada 15 min en el caso del registro continuo.

El control hidrodinámico de los principales cauces superficiales que drenan el área de estudio (Fig. 1.4) se ha efectuado mediante la realización de aforos diferenciales. En concreto, se han efectuado campañas de aforos en los ríos Turón, Guadalteba y de la Venta y en los arroyos de la Fuensanta y Buenavista.

Por último, en los manantiales más importantes, en los que se centró la investigación, se colocaron escalas limnimétricas con objeto de elaborar las correspondientes curvas de gastos a partir de la lectura de las mismas y de las medidas puntuales de caudal.

1.4.1.3.3 *Medidas de nivel piezométrico*

El control piezométrico se ha llevado a cabo en aquellos sondeos en los que se pudo acceder y medir el nivel con ciertas garantías (no se encontraban obturados o sellados). Los sondeos y piezómetros de investigación controlados, aunque no son muy numerosos, se localizan en las sierras de Colorado, Merinos, Teba y Peñarrubia, en la parte septentrional del área de estudio. Las medidas se realizaron con sondas piezométricas de la marca OTT. La periodicidad del registro también fue variable, de diaria (durante algunas crecidas y no en todos los puntos) a quincenal. Cabe destacar que ciertos sondeos fueron surgentes tras los períodos de mayor recarga, por lo que pasaron a controlarse como si se tratara de surgencias naturales, aplicando el mismo procedimiento de medidas y muestreo.

1.4.1.3.4 *Medidas de campo de parámetros físico-químicos*

Se han medido *in situ* los valores de conductividad eléctrica (CE), temperatura y pH de las aguas en los principales manantiales, ríos, arroyos y sondeos con la misma periodicidad con la que se han realizado las medidas de caudal y/o de nivel piezométrico. Por su parte, en el agua de lluvia se midió la CE y el pH. Los equipos portátiles utilizados consistieron en un conductivímetro con sensor de temperatura, de la marca WTW y modelo

340i, cuya precisión es de $\pm 1 \mu\text{S}/\text{cm}$ y de $\pm 0.1 ^\circ\text{C}$, respectivamente, y un pHmetro de la marca WTW y modelo 3210, con una precisión de ± 0.1 unidades de pH. La calibración de los dispositivos de medida se ha llevado a cabo de forma regular: cada 2-3 veces al año (conductivímetro) y justo antes de comenzar las campañas de medida en el campo (pHmetro). Los valores de conductividad eléctrica se han medido a una temperatura de referencia de $20 ^\circ\text{C}$, mientras que los patrones utilizados para la calibración de pH consistieron en soluciones de 4 y 7 unidades. En varias ocasiones, el valor de pH de las muestras de agua se determinó en el laboratorio con un pHmetro de la marca HACH, cuando el sensor de medida del equipo portátil no medía correctamente y estaba pendiente de sustitución. En este caso las medidas de laboratorio se hicieron el mismo día de muestreo para que la medida fuera válida.

Se instalaron 6 equipos de registro continuo (*dataloggers*, con periodicidad de medida horaria) de conductividad eléctrica y temperatura del agua en los siguientes manantiales (véase situación en el mapa hidrogeológico adjunto): Fuensanta (M-12), El Burgo (M-15), Ventilla (M-16), Cuevas del Becerro (M-24), Cañamero (M-26) y Torrox (M-27). Las medidas puntuales de conductividad eléctrica y temperatura, llevadas a cabo regularmente, se utilizaron para comprobar el correcto funcionamiento de los *dataloggers*. Los equipos portátiles para el registro continuo han sido conductivímetros de la marca WTW y modelo 340i, con capacidad de almacenamiento de datos. La duración del período de medidas es diferente según los manantiales considerados. Así, el manantial de Cañamero cuenta con el registro más completo (julio de 2007 a junio de 2010), mientras que en las demás surgencias se instalaron los equipos con posterioridad al inicio de la investigación o bien las series de datos de parámetros físico-químicos cuentan con períodos sin registro a causa de fallos de funcionamiento en los conductivímetros.

1.4.1.3.5 Registro vertical de parámetros físico-químicos en sondeos

Se han efectuado 8 campañas de medidas de conductividad eléctrica (CE) y temperatura en 3 sondeos, en diferentes condiciones hidrodinámicas (crecida, decrecida y agotamiento). En total se han llevado a cabo 15 registros verticales, en sondeos cuya profundidad varía entre 240 y 300 m, mediante el uso de una sonda multiparamétrica de la marca SEBA HIDROMETRIE y modelo Kll-Q, con 300 m de longitud de cable. El registro de CE y temperatura del agua se realizó a intervalos de 1-5 m de profundidad, dependiendo del objetivo concreto de las campañas y de las condiciones hidrodinámicas.

1.4.1.3.6 Muestreo de aguas

El procedimiento de muestreo ha sido el mismo, independientemente del tipo de agua (precipitación, subterráneas y superficiales). Las muestras de agua se han recogido en frascos de polietileno esterilizados, de 500 ml, para el análisis de componentes químicos mayoritarios, del carbono orgánico total (COT) y de la fluorescencia natural. Al mismo tiempo, se tomaron duplicados en recipientes de cristal de topacio de 60 ml para determinar la composición isotópica del agua ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$). En cualquier caso, durante el muestreo se evitó en todo momento la introducción de burbujas de aire en las botellas y el agua se rellenó con el recipiente totalmente sumergido. En total se han recogido 1.557 muestras de agua, distribuidas como se indica a continuación:

- A) *Aguas de precipitación*: se han tomado 126 muestras de agua de lluvia en 6 puntos situados a diferente altitud y distribuidos estratégicamente entre las principales sierras. Se ha medido la conductividad eléctrica y se han realizado análisis de la composición química (elementos mayoritarios) e isotópica. De las muestras de agua de lluvia recogidas se seleccionaron 111 para las determinaciones isotópicas ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$). La periodicidad de muestreo ha sido variable, en función de los principales eventos pluviométricos que tuvieron lugar entre octubre de 2007 y marzo de 2010.
- B) *Aguas subterráneas*: desde junio de 2007 a mayo de 2010 se han cogido 1.311 muestras de agua subterránea en los principales manantiales y sondeos de investigación de la red de control establecida en esta investigación para su posterior análisis químico. De ellas, se seleccionaron 407 muestras con la intención de determinar su composición isotópica. La periodicidad mínima en el muestreo de manantiales ha sido cada 6 horas (condiciones de aguas altas), mientras que la máxima ha sido quincenal (aguas bajas). En los sondeos, la recogida de muestras de agua ha sido mucho menos frecuente, aunque siempre se intentó que fuera representativa de las principales condiciones hidrodinámicas de cada año hidrológico del período de estudio.
- C) *Aguas superficiales*: dada la necesidad de estudiar las relaciones río-acuífero en el área de estudio, se procedió al muestreo de los principales ríos y arroyos. En total se recogieron 120 muestras de aguas superficiales. En la parte meridional de la Serranía oriental de Ronda, se recogieron muestras de agua superficial en varios cauces (véase situación en el mapa hidrogeológico adjunto): arroyos de la Fuensanta (abril de 2008 a mayo de 2010) y de Buenavista (campanas de muestreo de febrero, marzo y mayo de 2010), y Río Turón (febrero de 2008 a mayo de 2010). Al NE del área de estudio, en el entorno de las sierras de Teba y Peñarrubia, se controló la

composición química de las aguas del Río de la Venta durante las campañas de aforos diferenciales efectuadas en el tramo del Tajo del Molino, entre febrero y agosto de 2013.

1.4.1.3.7 Ensayos de trazadores

En el marco de la presente investigación se ha realizado un ensayo de trazador con sal (NaCl) y cuatro con sustancias fluorescentes. Todos ellos se llevaron a cabo en la parte meridional del área de estudio.

En el entorno de las sierras Hidalgo y Blanquilla, durante febrero y marzo de 2010, se efectuó un ensayo multitrazador en el que se inyectaron uranina, eosina y sulforrodamina B en tres sumideros kársticos, en condiciones de aguas intermedias-altas. Los principales resultados obtenidos se recogen en Barberá *et al.* (2012). Posteriormente, en abril de 2011, se llevó a cabo un segundo ensayo de trazador con uranina, que se inyectó en un tramo perdedor del Arroyo de Buenavista (tributario del Río Turón; Fig. 1.4), situado en el borde oriental de Sierra Hidalgo. Las condiciones hidrodinámicas fueron de aguas bajas.

Más al S, en el área de la Fuensanta (véase mapa hidrogeológico adjunto), se realizó un ensayo de trazador cualitativo, con sal, en febrero de 2009. Esta sustancia se vertió en el Arroyo de la Fuensanta, en una situación de aguas intermedias. El segundo ensayo realizado en esta zona (abril de 2011), consistió en la inyección de eosina en el mismo cauce, aunque en un tramo diferente (aguas abajo del anterior) y en una situación de estiaje. En enero-febrero de 2012 se hizo el último ensayo de trazador en el que se utilizó uranina y piranina, cuyos vertidos tuvieron lugar en los arroyos de la Fuensanta y del Convento (éste último tributario del primero) cuando los caudales circulantes eran mínimos.

Con los ensayos de trazadores se pretendía demostrar la posible conexión entre los puntos de inyección y los manantiales, determinar las áreas de recarga y en su caso las zonas de descarga y precisar las relaciones entre las aguas superficiales y las aguas subterráneas. Los resultados obtenidos, además, han proporcionado información hidrodinámica de gran interés, particularmente sobre las velocidades de flujo del agua subterránea.

El control de la fluorescencia artificial de las aguas se efectuó mediante la recogida de muestras y a partir de un equipo de registro continuo de este parámetro, mientras que en el ensayo con NaCl, se registró la conductividad eléctrica del agua cada hora (744 medidas), con un conductivímetro dotado de unidad de almacenamiento de datos. El muestreo fue manual y automatizado (tomamuestras automático). Las muestras de aguas se tomaron en manantiales, ríos y arroyos en frascos de topacio (vidrio semiopaco) de 60 ml, que inmediatamente se aislaron de la luz solar y se conservaron en lugares frescos, secos y

oscuros para su posterior análisis. Esto evitó, en gran medida, la pérdida de concentración de trazador fluorescente (sustancia orgánica) de las aguas como consecuencia de los procesos de fotodegradación y de la actividad microbiana. En total, se tomaron 346 muestras de agua. El registro continuo de la concentración de trazador se llevó a cabo con la ayuda de un fluorímetro portátil GGUN FL30, patentado por la Universidad de Neuchâtel (Suiza) y fabricado por la compañía ALBILIA SARL. La periodicidad de medida fue de 10 min y el número de medidas obtenidas 8.742.

1.4.2 Trabajos de laboratorio

Las labores desempeñadas en el laboratorio consistieron en los análisis químicos e isotópicos de las muestras de agua recogidas en el campo. Dichas determinaciones, realizadas principalmente en el laboratorio de Hidrogeología de la Universidad de Málaga, han consistido en el análisis de elementos mayoritarios y del carbono orgánico total (COT) y en la determinación de la fluorescencia natural y artificial (ensayos de trazadores). Los análisis isotópicos de la molécula del agua ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$) se han realizado en el laboratorio del *Institut für Hydrologie* de la Universidad de Friburgo (Alemania).

1.4.2.1 Análisis químicos

A continuación se describen brevemente los aspectos metodológicos de las técnicas analíticas:

- A. *Elementos mayoritarios.* Se han obtenido las concentraciones, expresadas en mg/l, de los principales cationes (Na^+ , K^+ , Ca^{+2} y Mg^{+2}) y aniones (F^- , Cl^- , NO_3^- y SO_4^{-2}) disueltos en las aguas, mediante cromatografía iónica de alta presión. El equipo utilizado ha sido un cromatógrafo de la marca METROHM modelo 792 BASIC IC con automuestreador, cuya precisión de medida es del orden de 0,1 mg/l. Previamente a la inyección de las muestras en el circuito del analizador, se filtraron con papel de filtro MILLIPORE de 0,45 μm . Las columnas utilizadas han sido los modelos METROSEP C250 (análisis de cationes) y METROSEP ASSUP (aniones).

La alcalinidad total del agua (TAC), en este caso equiparable a la concentración de bicarbonatos (HCO_3^-), se ha determinado por volumetría, debido a la naturaleza carbonática del eluyente utilizado en el cromatógrafo iónico. El análisis consistió en la adición de H_2SO_4 0,02 N a 50 ml de muestra, hasta alcanzar un pH de 4,45.

Los análisis de iones mayoritarios y la valoración de la alcalinidad se realizaron tan pronto como fue posible, en la mayoría de las muestras antes de dos días desde la

recogida. Los cationes se analizaron prioritariamente, dada la tendencia de las especies carbonáticas a precipitar en el interior de la botella.

- B. *Carbono orgánico total (COT)*. Este parámetro hidroquímico se ha medido en un analizador de carbono de la marca SHIMADZU y modelo TOC-V_{CSN}. El procedimiento analítico consiste en la combustión de la muestra de agua, a una temperatura de 900 °C para eliminar la fracción orgánica de C, y posterior acidificación mediante HCl 2 M, con objeto de atacar al carbono inorgánico. Al final de cada etapa se libera CO₂, cuya concentración se mide en un detector de infrarrojos. El contenido de CO₂ resultante en ambos procesos corresponde al carbono total del agua, por lo que la fracción orgánica será el resultado de restar a este valor la concentración de CO₂ medida tras la acidificación de la muestra (2ª fase). Los análisis se llevaron a cabo en un plazo anterior a los dos días siguientes al muestreo. El error analítico proporcionado por el equipo fue de 0,05 mg/l.

1.4.2.2 Determinaciones espectrofluorométricas

La propiedad intrínseca de la materia orgánica de emitir fluorescencia de forma natural permite su fácil detección mediante el uso de técnicas espectrofluorométricas (Coble, 1996). La fluorescencia de la materia orgánica disuelta en el agua, así como de los compuestos orgánicos (artificiales) que constituyen los trazadores fluorescentes, se ha analizado mediante un espectrofluorímetro de la marca PERKIN ELMER y modelo LS-55, cuyo funcionamiento se ha controlado con el software específico FLWINLAB. Este procedimiento genera una matriz de longitudes de onda de emisión (λ_{em})-excitación (λ_{ex}) - MEE- (Fig. 1.5), en la que se reconocen las marcas características de los compuestos que emiten intensidades variables de fluorescencia tras ser excitados por una fuente energética (lumínica). En sistemas naturales (no contaminados), las propiedades fluorescentes de las aguas se deben a un conjunto específico de sustancias orgánicas e inorgánicas, entre las que destacan los ácidos húmicos y fúlvicos y diversos grupos de aminoácidos (Baker y Genty, 1999), que proceden fundamentalmente de la descomposición de las plantas, degradación de desechos y restos animales y de la actividad microbiológica en el suelo. Estos componentes orgánicos tienen asociados picos de intensidad de fluorescencia característicos en las MEE (Fig. 1.5). Más concretamente, en las aguas subterráneas drenadas por acuíferos kársticos se diferencian los siguientes máximos de intensidad de fluorescencia (Senesi *et al.*, 1991; Coble, 1996; Baker y Genty, 1999; Hudson *et al.*, 2008; Blondel, 2008; Mudarra *et al.*, 2011):

- Pico A (ácidos húmicos y proteínas): $220 < \lambda_{ex} < 260$ nm; $400 < \lambda_{em} < 450$ nm
- Pico B (tirosina): $210 < \lambda_{ex} < 230$ nm; $305 < \lambda_{em} < 320$ nm

- Pico C (ácidos fúlvicos): $300 < \lambda_{\text{ex}} < 350 \text{ nm}$; $400 < \lambda_{\text{em}} < 460 \text{ nm}$
- Pico T1 (aminoácidos tipo triptófano): $270 < \lambda_{\text{ex}} < 295 \text{ nm}$; $330 < \lambda_{\text{em}} < 380 \text{ nm}$
- Pico T2 (aminoácidos tipo triptófano): $210 < \lambda_{\text{ex}} < 240 \text{ nm}$; $330 < \lambda_{\text{em}} < 380 \text{ nm}$

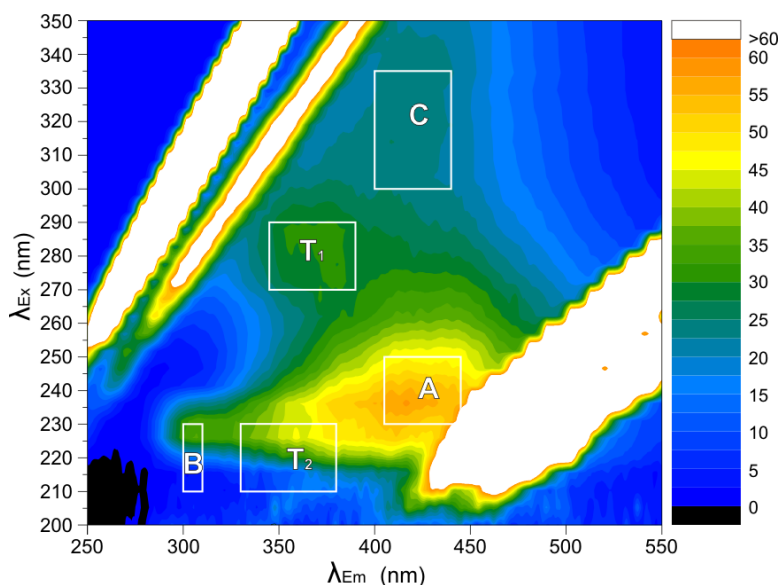


Figura 1.5. Matriz de excitación-emisión (MEE), generada a partir de técnicas espectrofluorométricas, en la que se reconocen los picos de intensidad máxima de fluorescencia detectados comúnmente en las aguas subterráneas procedentes de acuíferos carbonáticos (tomado de Mudarra, 2012).

El análisis de la intensidad máxima de fluorescencia, su localización en las MEE y la relación entre los picos anteriormente descritos permiten la caracterización de la materia orgánica disuelta en las aguas subterráneas, así como de las aguas superficiales relacionadas con aquéllas.

Para la determinación de la fluorescencia natural de las aguas se diseñó un programa de medida consistente en el escaneado simultáneo de longitudes de onda de excitación (λ_{ex}) y emisión (λ_{em}) comprendidas, respectivamente, entre 200 y 350 nm y 250 y 550 nm, con intervalos de 5 nm. En ambos tipos de barrido, el *slit* fue de 5 nm y la velocidad de escaneado de 500 nm/min. La intensidad de fluorescencia ha sido expresada en unidades Ramman (u.R.), normalizadas a $29,5 \pm 2,3$ unidades de intensidad media, características del equipo de medida (arbitraria). Los análisis de fluorescencia natural se han efectuado en un período de tiempo similar al del resto de determinaciones (antes de aproximadamente 2-3 días).

El procedimiento de detección de trazadores fluorescentes y medida de la intensidad de fluorescencia (artificial) de las aguas se ha particularizado en función de la sustancia disuelta en el agua, ya que cada una aparece a una longitud de onda determinada. Se ha utilizado un módulo específico denominado PEAK HEIGHT, compatible con el software principal. En los últimos ensayos de trazadores realizados, en los que se utilizaron

fluorímetros portátiles de registro continuo, los análisis de laboratorio han servido para contrastar la correcta calibración de estos dispositivos.

Las sustancias fluorescentes utilizadas en los ensayos de trazadores (Käss, 1998) y la longitud de onda a la que se detectan son: a) uranina (CAS RN518-47-8) a 490 nm, b) eosina (CAS RN17372-87-1) a 515 nm, c) sulforrodamina B (CAS RN3520-42-1) a 560 nm y d) piranina (CAS RN6358-69-6) a 407-460 nm. En ninguna de las pruebas realizadas ha sido necesaria la separación analítica de las curvas de trazadores, práctica habitual en el caso de la aparición simultánea de uranina y eosina -con longitudes de onda parecidas- en una misma muestra. Los límites de detección de los trazadores fueron del orden de 10^{-3} µg/l para la uranina y de 10^{-2} µg/l para el resto de sustancias utilizadas.

1.4.2.3 Análisis de isótopos ambientales

Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de las muestras de agua han sido medidos con un analizador isotópico compacto de la marca PICARRO (Sunnyvale CA, USA) y modelo CRDS L1102-i con automuestreador, idéntico al descrito por Gupta *et al.* (2009). Para el post-procesado de los datos originales se ha utilizado el software CHEMCORRECT desarrollado por la propia compañía suministradora del equipo. Se ha aplicado una secuencia de medida en la que se alternaban series de muestras y patrones de calibración (generalmente 3) para corregir la deriva inducida por el propio dispositivo. El análisis de las muestras consistió en la realización de 6 medidas de ambos parámetros, de las que se desestimaron las 3 primeras con el objetivo de eliminar el “efecto memoria”. El valor medio de las 3 últimas medidas se consideró como correcto. Los datos obtenidos se refirieron a los estándares internacionales (V-SMOW, *Viena Standard Mean Ocean Water*), proporcionados por la Agencia Internacional de la Energía Atómica (AIEA). La precisión de las medidas es de $\pm 0,1$ ‰ para $\delta^{18}\text{O}$ y ± 1 ‰ para $\delta^2\text{H}$.

1.4.3 Trabajos de gabinete

1.4.3.1 Recopilación bibliográfica

Esta labor ha consistido en la búsqueda de trabajos de investigación científica (actas, comunicaciones, artículos, libros, atlas, etc.) relacionados con el tema de la Tesis Doctoral y con la Hidrogeología Kárstica en general. La recopilación de dichos documentos ha sido posible gracias al Servicio de Publicaciones Científicas de la Universidad de Málaga. Se han consultado preferentemente trabajos sobre hidrogeoquímica, hidrología isotópica,

trazadores naturales de infiltración y trazadores artificiales. Otra fuente de información importante han sido las tesis doctorales, libros y manuales de ámbito general que versan sobre la investigación de acuíferos carbonáticos.

En relación con el área de estudio, se han recopilado las publicaciones que hacen referencia a sus características geológicas, geofísicas e hidrogeológicas generales, además de trabajos de investigación e informes técnicos, proporcionados por el Servicio Geológico de Obras Públicas (SGOP), la Demarcación Hidrográfica de las Cuencas Mediterráneas Andaluzas (DHCMA), el Instituto Geológico y Minero (IGME), la Diputación provincial de Málaga (DPM) y los ayuntamientos.

1.4.3.2 Recopilación de datos meteorológicos e hidrogeológicos

Se han recopilado datos de precipitación y temperatura del aire de 22 estaciones de medida (11 pluviométricas y 11 termopluviométricas) existentes en el área de estudio y alrededores, que han sido facilitados fundamentalmente por la DHCMA. Esta información se ha completado con el registro de datos meteorológicos del pluviógrafo y la estación meteorológica automática, instalados en el marco de la presente investigación.

La información hidrogeológica suministrada por el IGME y la DHCMA ha consistido en series de datos de caudal de los principales manantiales del área de estudio y de niveles de piezómetros en sondeos. Se dispone de series históricas de caudales de los siguientes manantiales (véase su situación en el mapa hidrogeológico adjunto): Fuensanta (M-12), Hierbabuena (M-14), El Burgo (M-15), Ventilla (M-16), Barranco de Palomeras (M-20), Fuentezuela (M-23), Carrizal (M-24), Cañamero (M-26) y Torrox (M-27). Estas series de datos puntuales presentan diferentes longitudes, de 7 a 26 años, y periodicidades, desde 2-3 medidas por año a aforos mensuales-bimensuales.

Los registros piezométricos disponibles corresponden a sondeos y piezómetros ubicados en la parte septentrional del área de estudio (véase mapa hidrogeológico adjunto): Palomeras-1, -2 y -3 (P-8, P-6 y P-7), Serrato-2 (P-10) y Arroyo del Cerezo (P-9) en las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco; Venta del Cordobés (P-11), en el Cerro de Matagayar; y Peñarrubia (P-12), en la sierra homónima. Las series de datos piezométricos son más cortas (12 años), aunque continuas, y cuentan con medidas mensuales.

1.4.3.3 Análisis y tratamiento de los datos

1.4.3.3.1 Climatología y balance hidrogeológico

Las series de datos de precipitación y temperatura del aire han sido completadas mediante regresión lineal, previa selección de las estaciones de medida tipo (más completas y, por tanto, con una mayor representatividad). Posteriormente, se ha procedido a la corrección de posibles errores. El análisis espacial de la precipitación se ha llevado a cabo a partir de la elaboración de mapas de isoyetas para diferentes períodos de tiempo. La caracterización climática del área de estudio se ha completado con el análisis de la distribución temporal de la pluviometría.

En el balance hidrogeológico de los acuíferos de la Serranía oriental de Ronda, la recarga se ha estimado a partir de los métodos de Thorntwaite (1948) y Kessler (1963). El tratamiento de las series temporales de precipitación y de temperatura del aire, necesario para el cálculo de la evapotranspiración real (ETR), se ha realizado con el programa informático TRASERO 2.0 (Padilla *et al.*, 2011). Finalmente, el análisis de la distribución espacial de la recarga y de la estimación de la recarga específica en los acuíferos carbonáticos estudiados se ha hecho con el método APLIS (IGME-GHUMA, 2003; Marín, 2009).

1.4.3.3.2 Datos hidrodinámicos

El tratamiento de los datos hidrodinámicos ha consistido en el análisis de hidrogramas y en el análisis estadístico de los valores de caudal.

El estudio de la variación temporal del caudal ha permitido caracterizar, desde el punto de vista cualitativo (morfología) y semicuantitativo (tiempos de crecida y de base), las respuestas hidrodinámicas de los principales manantiales y ríos considerados. También se ha analizado la evolución temporal de las series de niveles piezométricos de los sondeos.

Se han calculado los principales parámetros estadísticos del registro de caudales (valores mínimo, medio y máximo, relación $Q_{\text{máx}}/Q_{\text{mín}}$ y coeficiente de variación) con la intención de comparar el comportamiento hidrodinámico de los manantiales y de los acuíferos investigados. Por otro lado, el análisis de caudales clasificados ha sido aplicado a la serie continua de datos de caudal del manantial de Cañamero (M-26, véase su situación en el mapa hidrogeológico adjunto). Este tratamiento estadístico permite analizar el porcentaje de días en los que un caudal determinado tiene un valor igual o inferior a uno dado. Así, se puede determinar la regularidad o irregularidad de los caudales de un manantial, es decir, la frecuencia con la que se presenta un determinado caudal (Custodio y Llamas, 1983). Si se

divide esta frecuencia por el número de días considerado se obtiene la probabilidad de ocurrencia de un caudal cualquiera.

En esta investigación se ha aplicado el análisis de la curva de recesión propuesto por Mangin (1970, 1975) para el estudio de manantiales kársticos. Dicha curva puede dividirse en dos tramos, decrecida y agotamiento, que se ajustan a dos funciones matemáticas. Este autor planteó dos parámetros para la clasificación y comparación de sistemas kársticos, i y k (Fig. 1.6). El primero permite caracterizar la manera con que se produce la decrecida, mientras que el segundo está relacionado con la capacidad de regulación y la importancia de la zona saturada del sistema durante el agotamiento. La clasificación hidrodinámica de acuíferos carbonáticos propuesta por Mangin, teniendo en cuenta los valores de cada parámetro por separado y ambos conjuntamente, se resume en la figura 1.6.

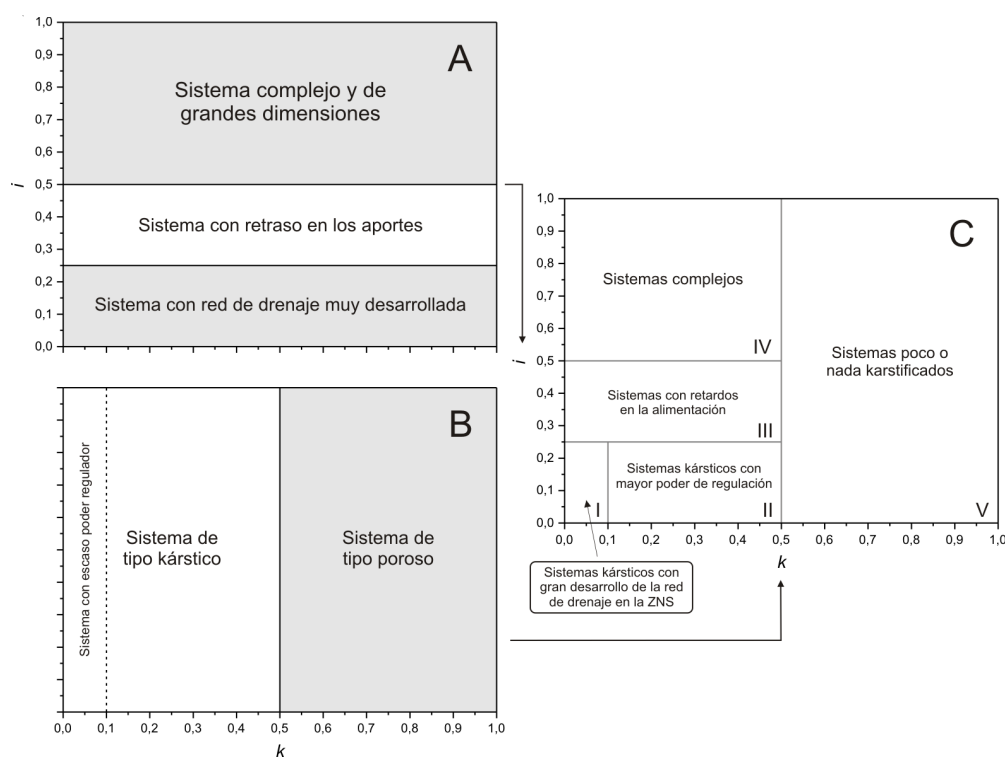


Figura 1.6. Clasificación propuesta por Mangin (1970, 1975) para el estudio de acuíferos kársticos: parámetro i (A), parámetro k (B) y parámetros i - k (C). ZNS: zona no saturada.

1.4.3.3 Parámetros hidroquímicos

La composición química de las aguas, tanto subterráneas como superficiales, se ha representado a partir de diagramas de Piper, que han permitido caracterizar las facies hidroquímicas e inferir procesos de mezcla, evoluciones hidrogeoquímicas, etc. Este tipo de gráficos se ha confeccionado con el programa informático DIAGRAMMES, desarrollado por R. Simler, del Laboratorio de Hidrogeología de la Universidad de Avignon (Francia). Para

contrastar la validez de los análisis químicos de componentes mayoritarios en este tipo de aguas, se ha tenido en cuenta un error analítico del 5 %, a partir del cual se han repetido las determinaciones.

Se han calculado los parámetros estadísticos elementales a partir de medidas puntuales y, en su caso, de registros continuos de la conductividad eléctrica, temperatura, pH y de los principales componentes hidroquímicos de las aguas. El coeficiente de variación (cv, en %) permite estimar la variabilidad hidroquímica de las aguas drenadas por manantiales y cauces superficiales y, por tanto, el grado de desarrollo de la karstificación.

Shuster y White (1971) propusieron el uso del coeficiente de variación de parámetros hidrogeológicos, como la dureza total (Fig. 1.7A) y la temperatura del agua. Según estos autores, las aguas con valores de cv inferiores a 5 % de la dureza total del agua corresponderían a acuífero de flujo difuso, mientras que si este valor supera el 10 %, el drenaje correspondería a sistemas de flujo por conductos.

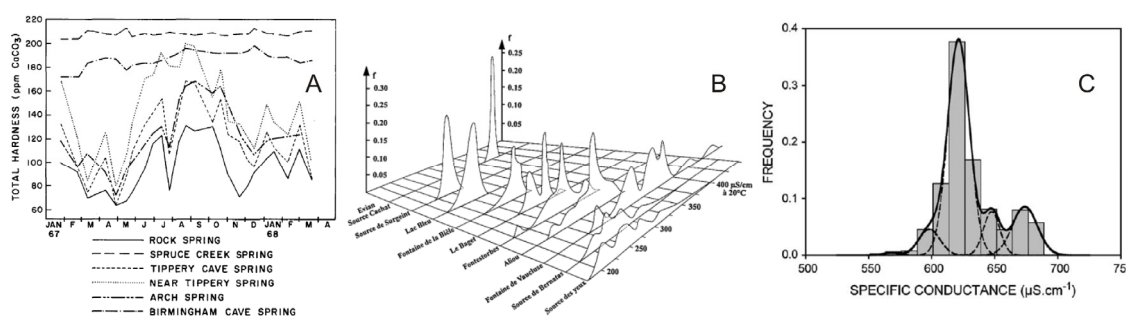


Figura 1.7. Ejemplos de análisis estadísticos aplicados a parámetros hidroquímicos. (A) Uso de la variación de la dureza total propuesto por Shuster y White (1971). (B) Análisis de la distribución de curvas de frecuencia (CDF) de la conductividad eléctrica (Bakalowicz, 1977). (C) Metodología desarrollada por Massei et al. (2007), basada en la interpretación cuantitativa de la CDF (descomposición del histograma en curvas individuales de distribución normal).

Posteriormente, Bakalowicz (1977) demostró que el coeficiente de variación de parámetros hidroquímicos no era apropiado para la caracterización de acuíferos carbonáticos y, en su lugar, propuso el análisis de la distribución de las curvas de frecuencia (CDF) de los valores de conductividad eléctrica del agua de manantiales kársticos (Fig. 1.7B). La interpretación de este tipo de curvas es la siguiente (Bakalowicz, 1979; Mudry, 1987): si la morfología es de tipo unimodal (un tipo de agua participa mayoritariamente) y presenta poco rango de variación, la respuesta se debe a una homogeneización hidroquímica generalizada, lo que indica un bajo desarrollo de la karstificación; sin embargo, curvas de frecuencias plurimodales, con cierto rango de variación, son indicativas de una elevada variabilidad hidroquímica y, por tanto, de una mayor jerarquización del drenaje kárstico (sistema de flujo por conductos).

Más recientemente, Massei *et al.* (2007) han desarrollado una metodología basada en la interpretación cuantitativa de la CDF de la conductividad eléctrica (Fig. 1.7C), que da una idea de los tipos de agua que contribuyen al flujo de los manantiales, al mismo tiempo que permite mejorar la comprensión sobre el funcionamiento hidrogeológico de los sistemas acuíferos. Así, las CDF correspondientes a cada año hidrológico han sido descompuestas en modas de distribución normal (véase el ejemplo de la figura 1.7C), asociadas a un determinado tipo de agua, con una composición química característica. Este análisis se ha aplicado a los registros continuos de conductividad eléctrica (los más completos) de las surgencias de El Burgo (M-15, véase situación en el mapa hidrogeológico adjunto) y de Cañamero (M-26). El ajuste matemático de la distribución de probabilidad (envolvente del gráfico de frecuencias) y su separación en modas individuales, ha sido posible con la ayuda del programa PEAKFIT (SPSS, AISN Software Inc.).

Las evoluciones hidrodinámicas, hidrotérmicas e hidroquímicas (conductividad eléctrica, elementos mayoritarios y COT) registradas en los manantiales se han representado frente a las precipitaciones para intentar caracterizar los procesos hidrogeológicos (infiltración, mezcla, disolución/precipitación, etc.) responsables de las variaciones de la composición química de las aguas. Con objeto de reforzar las interpretaciones de las evoluciones temporales del conjunto de respuestas naturales, se ha llevado un análisis estadístico multivariante de componentes principales (ACP), método éste de gran aplicación en investigaciones hidrogeológicas (Bakalowicz, 1979; Mudry y Blavoux, 1986), así como en otras disciplinas científicas. Dicho tratamiento permite reducir considerablemente la varianza de la información de partida mediante el análisis de correlación estadística y la resolución de sistemas de ecuaciones lineales (Melloul y Collin, 1992). Los resultados obtenidos, son explicados por factores o componentes principales, que se representan en gráficos bidimensionales para facilitar la interpretación de las relaciones estadísticas entre los conjuntos de variables y de muestras. En la presente investigación, se ha aplicado el ACP a las series de datos hidroquímicos de manantiales, sondeos, ríos y arroyos mediante el software específico XLSTAT v.7.5.2 (ADDINSOFT), con el propósito de caracterizar, desde el punto de vista hidrogeológico, los diferentes tipos de flujos que circulan por los acuíferos carbonáticos en función de las condiciones hidrodinámicas (Lastennet y Mudry, 1996). Por otro lado, el modelo de mezcla de aguas propuesto por Christophersen y Hooper (1992) se ha aplicado a los datos hidroquímicos del manantial de la Fuensanta (M-12, véase su situación en el mapa hidrogeológico adjunto). En este caso, se han identificado los factores (componentes de mezcla) más importantes, que explican las características químicas del agua de la surgencia. Dichos factores se han utilizado para estimar las proporciones de mezcla entre los diferentes tipos de aguas que participan en la descarga del manantial.

Entre los métodos de estudio anteriormente mencionados, el análisis temporal de los datos y su tratamiento estadístico han sido aplicados a la fluorescencia natural y artificial de las aguas.

La aplicación de técnicas de modelización hidrogeoquímica ha permitido calcular los valores de los principales parámetros del sistema calcocarbónico de las aguas, presión parcial de CO₂ (logP_{CO2}) e índices de saturación en calcita (IS_{CAL}) y dolomita (IS_{DOL}) a partir de los códigos de especiación química EQ3/6 v7.2 y EQ3NR (Wolery, 1992). El método hidrogeoquímico ha sido utilizado, además, para cuantificar las relaciones molares teóricas en las reacciones de precipitación/disolución más significativas que tienen lugar comúnmente en los acuíferos carbonáticos. Esto ha sido posible mediante simulación directa con el programa PHREEQC v.2.17 (Parkhurst y Appelo, 1999). Por su parte, la masa de solutos transferida a lo largo de las principales líneas de flujo de los acuíferos de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco ha sido cuantificada (método inverso) mediante el uso del paquete informático NETPATH XL (Plummer *et al.*, 1994).

1.4.3.3.4 Composición isotópica

Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de las aguas han sido representados en diagramas x-y junto a las líneas meteóricas Local (determinada a partir de la composición isotópica del agua de lluvia lcoal), Global y del Mediterráneo occidental, con objeto de: determinar los posibles orígenes de los frentes nubosos (aguas de lluvia), llevar a cabo una caracterización isotópica general (aguas subterráneas y superficiales) teniendo en cuenta las condiciones hidrodinámicas y detectar posibles procesos de fraccionamiento isotópico debidos a la evaporación y al intercambio con el medio. Para precisar la procedencia de las precipitaciones, se ha calculado el exceso en deuterio (d) en todas las muestras de agua.

El análisis comparativo de la variabilidad de los valores isotópicos ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$) de las aguas drenadas por los principales manantiales del área de estudio se ha llevado a cabo mediante la determinación de parámetros estadísticos, entre los que destacan la desviación estándar (σ) y el coeficiente de variación (cv , en %). El grado de heterogeneidad del sistema (mayor o menor capacidad de homogeneizar la señal de entrada) y el comportamiento de los acuíferos drenados por las surgencias (flujo por conductos frente a flujo difuso) se ha inferido a partir de la interpretación de las curvas de frecuencias de los valores de ambos isótopos (Bakalowicz, 1979).

La evolución temporal de la composición isotópica de las aguas ha permitido conocer el efecto de la recarga en el flujo de los manantiales y la contribución a este último (aproximación cualitativa) de las aguas de recarga y de las aguas almacenadas en los

acuíferos. Finalmente, se ha efectuado la regresión lineal entre los valores medios ponderados de $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas de los manantiales y la altitud de recarga estimada para los mismos (gradiente altitudinal).

1.4.3.4 Elaboración de tablas, gráficos, figuras y mapas

La gestión y almacenamiento de la información numérica generada durante la investigación y la edición de tablas se han realizado a partir de hojas de cálculo de tipo MICROSOFT EXCEL. Los datos hidrogeológicos se han exportado al programa ORIGIN PRO (ORIGINLAB CORPORATION) para diseñar y elaborar los gráficos, cuyo tratamiento final se ha llevado a cabo con el software CORELDRAW X3 (COREL CORPORATION). Los datos espaciales han sido georreferenciados y organizados en capas (denominadas comúnmente *rasters* y *shapes*) mediante Sistemas de Información Geográfica (SIG). La edición de mapas y figuras de ámbito espacial se ha efectuado con el paquete informático ARCGIS 9.3 (ESRI). En todos se ha tenido en cuenta el Modelo Digital del Terreno de Andalucía a escala 1:20.000, de los años 2001 y 2002 (cuyo *píxel* unitario representa unas dimensiones reales de 10 x 10 m), como base topográfica principal.

1.4.3.5 Redacción de la Memoria de la Tesis Doctoral

El presente manuscrito está estructurado en tres bloques principales. El primero, precedido por un resumen (en castellano e inglés) del trabajo de investigación, consta de cuatro capítulos: introducción, contexto geológico, climatología y características generales del área de estudio.

En el segundo bloque se analizan los aspectos hidrogeológicos más relevantes de la Serranía oriental de Ronda. Consta de tres capítulos, que corresponden a las tres grandes zonas diferenciadas: zona meridional (acuíferos de las sierras de Hidalga y Blanquilla y el sistema hidrológico de la Fuensanta), zona noroccidental (sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco) y zona nororiental (Sierra de Ortégicar y Cerro de Matagayar y sierras de Teba y Peñarrubia). El último capítulo de este bloque se dedica al balance hidrogeológico de los acuíferos carbonáticos estudiados.

En el tercer bloque se exponen las conclusiones derivadas de la investigación, que se desglosan, por un lado, en los principales resultados obtenidos y, por otro, en la aplicabilidad de los métodos de investigación. A continuación se presenta el listado de referencias bibliográficas. Los anexos corresponden a publicaciones científicas incluidas en revistas del *Science Citation Index* (anexos 1, 2 y 3) y a un capítulo de libro internacional (anexo 4), que

constituyen algunos de los resultados más relevantes obtenidos durante la realización de esta Tesis Doctoral. Como información adicional, se adjuntan los mapas geológico e hidrogeológico y una completa serie de cortes geológicos de la Serranía oriental de Ronda.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 GEOLOGÍA

2.1.1. Introducción

El área de estudio se localiza en el tercio occidental de la Cordillera Bética, inmediatamente al N del contacto entre las zonas Externas e Internas (Fig. 2.1). Las unidades geológicas que constituyen la Serranía oriental de Ronda pertenecen al dominio Subbético Interno occidental o Penibético (Martín-Algarra, 1987), incluido en la Zona Externa de la cadena alpina.

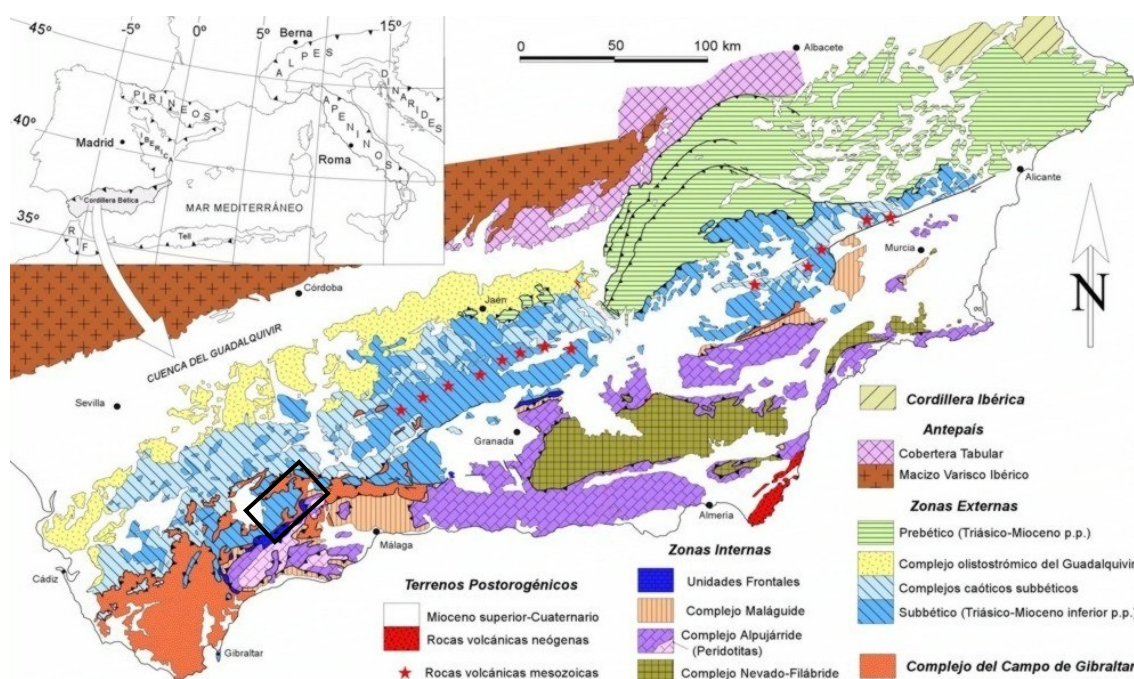


Figura 2.1. Contexto geográfico y geológico del área de estudio (recuadro negro), y principales unidades estructurales que constituyen la Cordillera Bética (tomado de Vera, 2004).

2.1.2 Antecedentes

Se han publicado numerosos trabajos sobre la geología de la parte más occidental de la Cordillera Bética y, particularmente, del sector que ocupa la Serranía de Ronda. Destacan las contribuciones científicas de Blumenthal (1928, 1933), Dürr (1963) y Bourgois (1973, 1978), quienes estudiaron de forma sistemática los aspectos estratigráficos, tectónicos y paleogeográficos de las unidades situadas entre la Zona Interna y Zona Externa de la parte occidental de la cordillera (provincia de Málaga y la parte oriental de la de Cádiz).

Cruz Sanjulián (1974) realizó la cartografía geológica, estratigrafía y estructura geológica en la parte septentrional de la Serranía de Ronda, concretamente en los sectores que ocupan las sierras de Teba, Peñarrubia, Colorado y Carrasco.

Martín-Algarra (1987) llevó a cabo una completa caracterización geológica del dominio Subbético Interno occidental, de acuerdo con sus características estratigráficas y paleogeográficas.

El área objeto de estudio de la presente investigación comprende una serie de alineaciones montañosas subparalelas que, de SO a NE, corresponden a las sierras Hidalga, Blanquilla, Colorado, Merinos, Ortegícar, Matagayar, Teba y Peñarrubia (mapa geológico adjunto). Estos macizos se relacionan espacialmente con otras unidades estructurales (Fig. 2.2), como se describe a continuación (Martín-Algarra, 1987; Martín-Algarra, 2008):

- Hacia el O, los materiales jurásicos que conforman las sierras de los Merinos, Colorado, Carrasco y Blanquilla se disponen en contacto con la cuenca intramontañosa miocena constituida por la Depresión de Ronda.

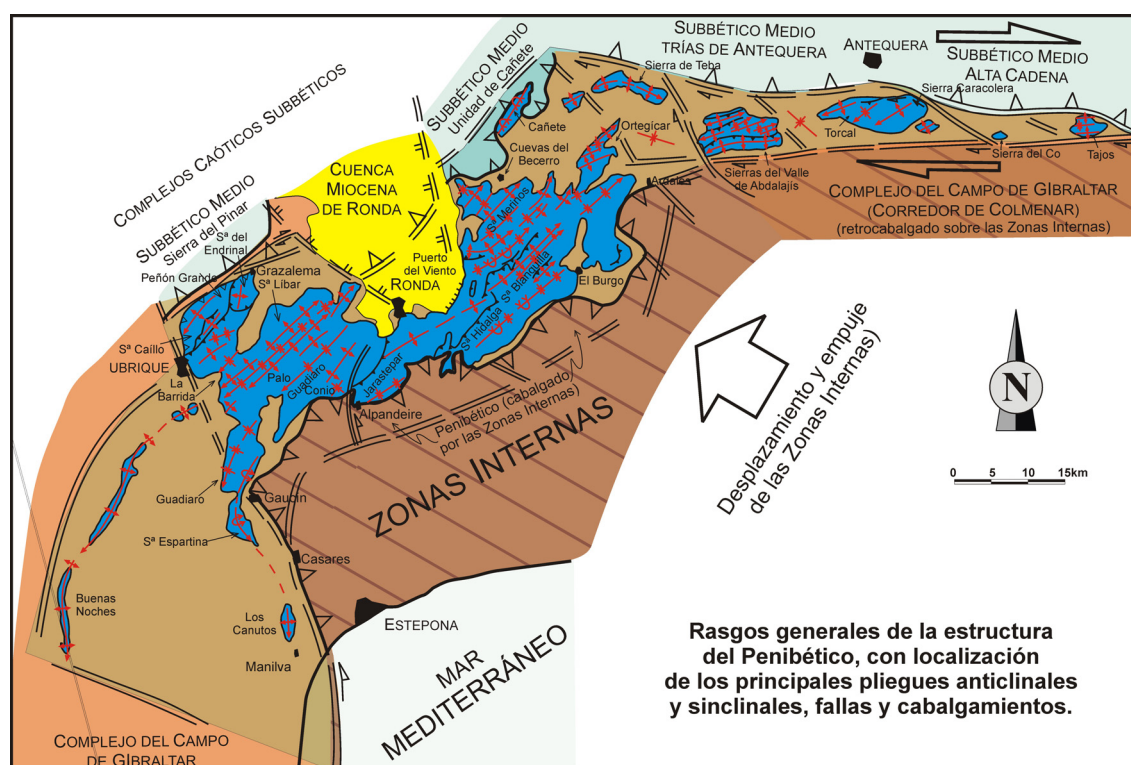


Figura 2.2. Distribución espacial de los afloramientos del Subbético Interno occidental en el tercio occidental de la Cordillera Bética y relaciones con otras unidades estructurales (tomado de Martín-Algarra, 2008).

- Al S de las sierras de Hidalga y Blanquilla y del contacto entre los dos grandes dominios geológicos de la Cordillera Bética (Zona Externa y Zona Interna), se

localizan los relieves que comprenden la Zona Interna (Sierra de las Nieves en este caso), junto con las denominadas Unidades Frontales.

- Un extenso afloramiento de materiales pertenecientes al Complejo del Flysch del Campo de Gibraltar cabalga sobre los materiales jurásicos y cretácicos del Subbético Interno occidental o Penibético.

2.1.3 Estratigrafía

2.1.3.1 Subbético Interno occidental (Penibético)

Este dominio aflora mayoritariamente en las provincias de Cádiz y Málaga y comprende la unidad paleogeográfica y tectónica que ocupa la posición más interna del sector occidental de la Zona Externa de la Cordillera Bética (Martín-Algarra, 2008). El Subbético Interno occidental o Penibético presenta una estratigrafía bastante homogénea y una estructura interna relativamente simple y continua. No obstante, se reconocen cambios laterales importantes en el espesor de las formaciones geológicas y en las facies. Dicho dominio está formado por rocas con edades comprendidas entre el Triásico y el Mioceno inferior (Cruz- Sanjulián, 1974; Martín-Algarra, 1987), que se agrupan en tres grandes conjuntos litoestratigráficos. De más antiguo a más moderno, son los siguientes (mapa geológico adjunto y Fig. 2.3):

- *Grupo Hidalgo*

Las litologías que constituyen este grupo son, a muro, calizas, margas y dolomías -a veces con textura carniolar- del Triásico medio (Muschelkalk) y, a techo, una alternancia de arcillas, areniscas, yesos y niveles de rocas carbonáticas del Triásico superior (Keuper), de facies germano-andaluza (Dürr, 1967). No se conoce con precisión la potencia real del conjunto, aunque debe ser de al menos 200 m (Martín-Algarra, 1987; Fig. 2.3). Los afloramientos más extensos se encuentran en la parte SO del área de estudio (mapa geológico adjunto), en la vertiente septentrional de Sierra Hidalgo y en el Valle de Lifa (Fig. 2.4A). En el resto de la zona, los materiales triásicos apenas afloran y, en la mayoría de los casos, aparecen muy tectonizados, a favor de fracturas principales.

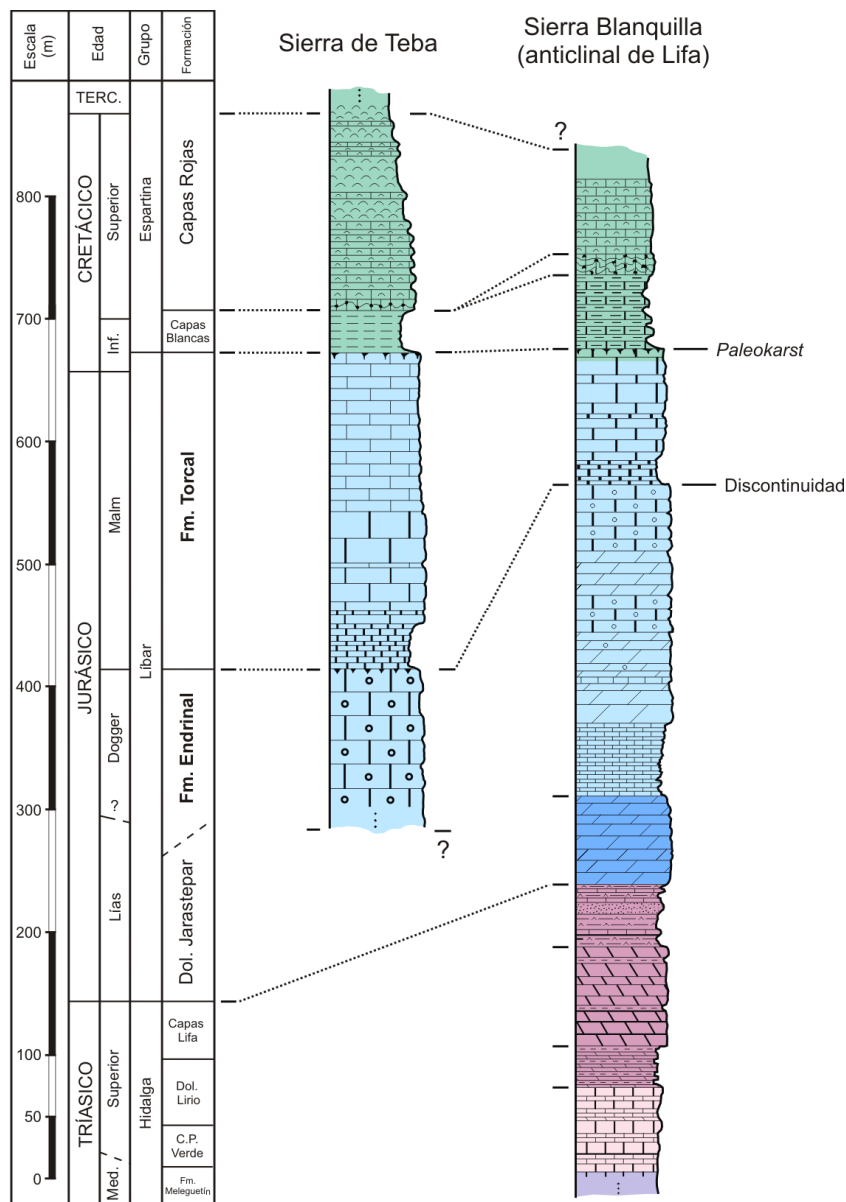


Figura 2.3. Columnas estratigráficas representativas del dominio Subbético Interno occidental en el área de estudio (tomadas de Martín-Algarra, 1987).

■ Grupo Líbar

Está constituido fundamentalmente por litologías calizo-dolomíticas del Jurásico (mapa geológico adjunto y Figs. 2.3 y 2.4), aunque también incluye materiales del Cretácico inferior. El límite superior de este grupo litoestratigráfico coincide con una importante discontinuidad estratigráfica (paleokarst), que comprende casi todo el Cretácico inferior (García-Cervigón *et al.*, 1986-7; Company *et al.*, 1982; Martín-Algarra y Vera, 1996 y Martín-Algarra, 2008; Figs. 2.3 y 2.4C). Se trata de una secuencia sedimentaria de materiales carbonáticos de más de 500 m de potencia. Desde el punto de vista estratigráfico, se divide en dos formaciones geológicas, separadas por otra discontinuidad (Fig. 2.3): i) **Formación Endrinal**,

constituida por calizas blancas (calcarenitas oolíticas y bioclásticas, calizas micríticas, brechas y arrecifes de coral) masivas, del Jurásico inferior-medio, propias de ambientes de plataforma marina somera; y ii) **Formación Torcal**, formada por calizas nodulosas del Jurásico superior-Cretácico inferior, típicas de ambientes marinos pelágicos moderadamente profundos. En el mapa geológico adjunto a esta Memoria, ambas formaciones se agrupan en una sola (calizas jurásicas) para simplificar el conjunto litologías jurásicas, dado el enfoque hidrogeológico de la presente Tesis.

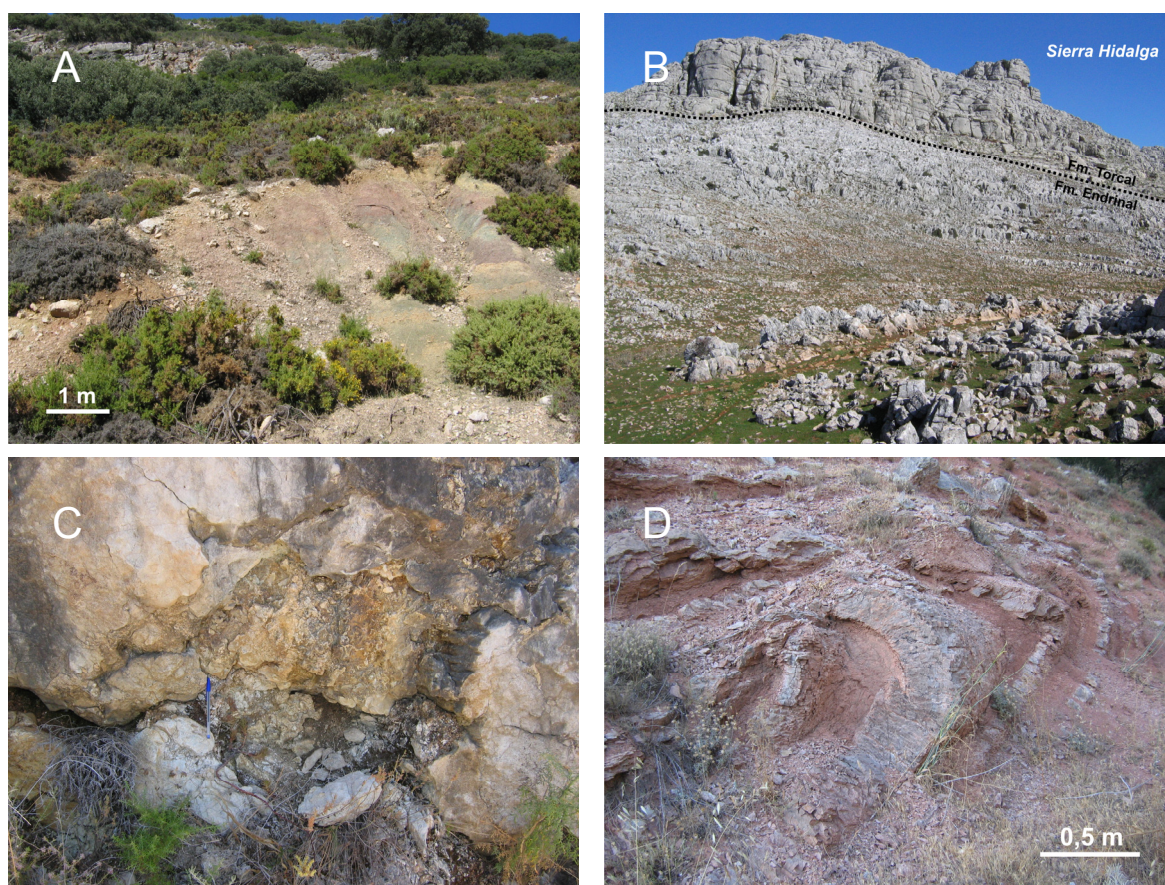


Figura 2.4. (A) Afloramiento de arcillas versicolores con evaporitas del Triásico superior -Keuper- (Grupo Hidalgo) en el Valle de Lifa. (B) Macizo de calizas jurásicas de la parte alta de Sierra Hidalga, donde se pueden diferenciar las formaciones Endrinal (calizas masivas, en la parte inferior) y Torcal (calizas nodulosas, en la parte superior) del Grupo Líbar. (C) Discontinuidad estratigráfica intracretácica, paleokarst, al NE del Cerro de Matagayar. (D) Detalle de un afloramiento de margas y margocalizas cretácicas (Fm. Capas Rojas) del Grupo Espartina, en la carretera que une las poblaciones de El Burgo y Ronda (A-366).

Las dolomías se originaron por dolomitización secundaria durante el Cretácico inferior (Martín-Algarra, 2008), que afectó generalmente a los niveles estratigráficos más inferiores del Jurásico (Formación Endrinal). Se han diferenciado en la cartografía geológica adjunta.

- *Grupo Espartina*

En este grupo se incluyen las litologías con edades comprendidas entre el Cretácico inferior y el Mioceno inferior (mapa geológico adjunto y Fig. 2.3), depositadas sobre la superficie de discontinuidad estratigráfica -paleokarst-. Se trata de margas y margocalizas de colores blanquecinos, que constituyen la **Formación Capas Blancas** del Cretácico medio, y de colores rojos-asalmonados, correspondientes a la **Formación Capas Rojas** del Cretácico superior-Paleógeno (Fig. 2.4D). En mapa geológico adjunto, estas dos formaciones se consideran un único grupo litológico: margas y margocalizas del Cretácico. No obstante y de forma excepcional, como se indicará al final del capítulo 5 de esta Memoria, se hace referencia a litologías calizas margosas del Cretácico superior, correspondientes a los materiales más calcáreos de la Formación Capas Rojas.

2.1.3.2 Complejo del Campo de Gibraltar

En el área de estudio afloran materiales del Flysch del Campo de Gibraltar de naturaleza arcillosa y areniscosa, con edades comprendidas entre el Cretácico y el Mioceno inferior. La potencia de este conjunto puede llegar a ser de varios centenares de metros. La distribución espacial de los afloramientos de materiales flyschoides en la Serranía oriental de Ronda varía considerablemente (mapa geológico adjunto). Los afloramientos más extensos se localizan en la parte nororiental (Fig. 2.5A), entre las sierras de Teba, Peñarrubia, Ortegícar, Colorado y de Carrasco. En todos los casos, se disponen cabalgantes sobre los materiales mesozoicos, especialmente sobre las margocalizas cretácicas.

2.1.3.3 Depresión de Ronda

Esta cuenca sedimentaria intramontañosa constituye una unidad geológica independiente, que ocupa una gran superficie al NO de las sierras de los Merinos y Blanquilla (mapa geológico adjunto y Fig. 2.5B). La Depresión de Ronda está formada por areniscas calcáreas bioclásticas, conglomerados, brechas y margas, de edad Mioceno superior, que pueden alcanzar una potencia conjunta superior a 1.000 m hacia el interior de la cuenca sedimentaria. Las dataciones con microfauna realizadas por Serrano (1979) han permitido diferenciar varias formaciones en el relleno detrítico. Existen cambios de facies desde los bordes hacia el depocentro de la cuenca. Los depósitos detríticos groseros (brechas de cantos calizos, conglomerados y calcarenitas) se encuentran en la parte oriental de la cuenca,

al O del área de estudio, y pasan lateralmente a facies más finas (margas con intercalaciones de areniscas y calcarenitas), hacia el centro de la misma.

Las calcarenitas miocenas fosilizan los materiales mesozoicos al NE de la ciudad de Ronda (mapa geológico adjunto). El contacto discordante erosivo entre ambos complejos se produce a lo largo del límite S y SE de la Depresión, de tal manera que las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco quedan cubiertas hacia el O por las formaciones detríticas.

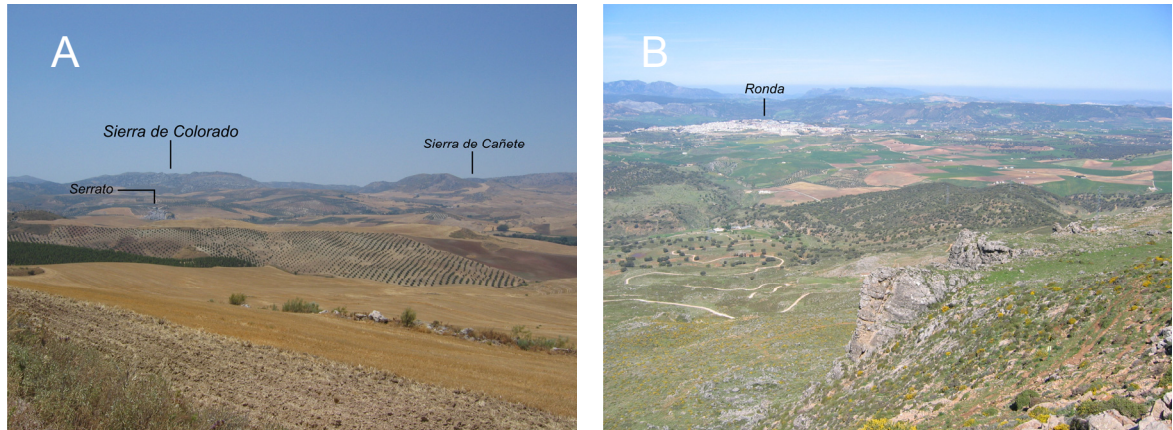


Figura 2.5. (A) Relieves alomados desarrollados sobre los materiales del Flysch del Campo de Gibraltar al N de la Sierra de Ortega. (B) Vista de la Depresión de Ronda (donde predominan los terrenos cultivados) desde la vertiente N de Sierra Hidalga.

2.1.4 La estructura geológica

En la Serranía oriental de Ronda, la estructura geológica de los materiales del Subbético Interno occidental (o Penibético) está definida por alineaciones montañosas de dirección NE-SO (Fig. 2.2), constituidas por pliegues anticlinales cuyos núcleos están formados por materiales carbonáticos jurásicos y sinclinales que coinciden con depresiones ocupadas por formaciones margosas cretácico-terciarias (Martín-Algarra, 1987 y 2008). Estas estructuras quedan cubiertas, al SO, por materiales miocenos de la cuenca sedimentaria de Ronda. Los materiales carbonáticos jurásicos se hunden hacia el NE y reaparecen mediante estructuras de tipo *horst*, discontinuas y parcialmente rotadas, con respecto a la orientación que se observa en las principales sierras situadas al SO. Todo el conjunto mesozoico está cabalgado por el Complejo del Flysch del Campo de Gibraltar.

Para examinar en detalle las características estructurales y tectónicas del área de estudio, se han diferenciado tres zonas atendiendo, básicamente, a la disposición geográfica de los macizos carbonáticos (mapa geológico adjunto): la zona meridional, que comprende los macizos de las sierras de Hidalga y Blanquilla; la noroccidental, ocupada por las sierras

de los Merinos, Colorado y Carrasco; y la zona nororiental, en la que se incluyen los relieves de Ortégicar, Matagayar, Teba y Peñarrubia.

2.1.4.1 La estructura geológica de la zona meridional: sierras de Hidalga y Blanquilla

La estructura geológica de esta zona queda definida por una sucesión de pliegues anticlinales y sinclinales (mapa geológico y cortes geológicos D-D', E-E', F-F', I-I' y J-J' adjuntos), por lo general, en forma de cofre (Martín-Algarra, 1987).

Las calizas y dolomías que afloran en la Sierra Hidalga constituyen parte de la charnela y el flanco meridional del pliegue anticlinal del Valle de Lifa, cuya dirección axial es aproximadamente N45°E. La estructura de Sierra Hidalga, con una ligera inmersión hacia el NE (mapa geológico y corte geológico J-J' adjuntos), limita, al SE, con un pliegue sinclinal formado por margocalizas cretácicas y, al NE, con los materiales triásicos que afloran en el núcleo anticlinal del Valle de Lifa. Estos materiales, que constituyen el afloramiento más completo del Grupo Hidalga, separan cartográficamente las sierras de Hidalga y Blanquilla.

Hacia el N, las calizas y dolomías jurásicas de Sierra Hidalga aparecen afectadas por fallas subparalelas al eje del pliegue anticlinal (mapa geológico y corte geológico F-F' adjuntos). Al S, los carbonatos jurásicos se ponen en contacto, generalmente estratigráfico, con las margas y margocalizas cretácicas.

La bóveda anticlinal de Sierra Hidalga, con estratos subhorizontales conforma un altiplano de notables dimensiones en la parte alta de la sierra. No obstante, las numerosas fallas normales e inversas permiten el afloramiento de las arcillas triásicas con evaporitas del núcleo de la estructura (mapa geológico adjunto).

La geometría de Sierra Blanquilla está definida por un pliegue anticlinal en forma de cofre (mapa geológico y cortes geológicos D-D', E-E', F-F' e I-I' adjuntos), con dirección NE-SO e inmersión al NE. La estructura en anticlinal queda dividida longitudinalmente en varios segmentos, debido a la presencia de fallas orientadas según la dirección NNO-SSE y de afloramientos de arcillas triásicas con evaporitas. La compartimentación de Sierra Blanquilla se hace más patente en el sector SO (mapa geológico y corte geológico I-I' adjuntos), puesto que una orla de materiales arcillosos triásicos independiza cartográficamente el tercio más occidental del resto del macizo. Los afloramientos de calizas y dolomías del borde O de Sierra Blanquilla constituyen el flanco septentrional del pliegue anticlinal del Valle de Lifa.

La estructura de Sierra Blanquilla está limitada, tanto al NO como al SE, por sendos pliegues sinclinales ocupados por margas y margocalizas cretácicas (mapa geológico y cortes geológicos D-D' y E-E' adjuntos). Los dos flancos del anticlinal están fuertemente fallados, en

general, mediante una superficie de cabalgamiento, al N, y fallas normales subparalelas al eje del pliegue anticlinal, al S.

Bourgois (1978) describió un ejemplo ilustrativo del intenso grado de deformación de los pliegues en cofre en las proximidades del Cortijo de Añoreta, más concretamente en el km 15,2 de la carretera A-366, que une Ronda con El Burgo (Fig. 1.4 y mapa geológico y corte geológico D-D' adjuntos). En este punto se observa la ruptura del flanco N del anticlinal de Sierra Blanquilla -en el sector del Cerro de Juan Pérez- mediante una superficie de cabalgamiento casi horizontal que permite el desplazamiento de las calizas jurásicas subverticales sobre las margocalizas cretácicas (Fig. 2.6), las cuales terminan plegándose por el arrastre de las primeras sobre las segundas. En escasos metros, las capas inclinadas de calizas jurásicas pasan a tener buzamientos suaves hacia el S, a medida que aparece la charnela del pliegue (estratificación casi horizontal).

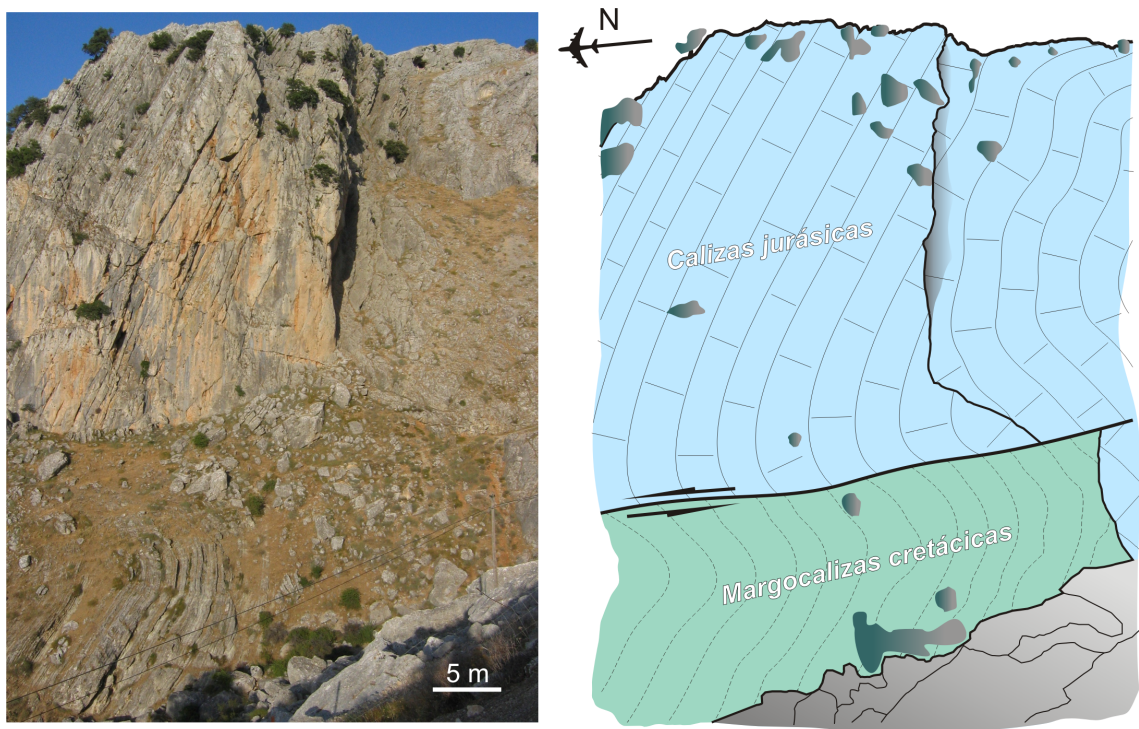


Figura 2.6. Ejemplo de plegamiento y fracturación de estructuras geológicas del Subbético Interno occidental o Penibético: rotura del flanco N del anticlinal de Sierra Blanquilla mediante una superficie de cabalgamiento en la carretera El Burgo-Ronda (A-366, km 15,2).

La estribación más septentrional de Sierra Blanquilla, el Cerro de Juan Pérez, comprende un sector fuertemente tectonizado (mapa geológico y perfil geológico D-D' e I-I' adjuntos), que queda delimitado por una superficie de cabalgamiento, hacia el NE, y de retrocabalgamiento, al SO, además de estar afectados por sistemas de fallas normales. En

este sector, la estructura original (anticlinal en cofre) muestra un elevado grado de apretamiento, probablemente el mayor de toda el área de estudio.

2.1.4.2 La estructura geológica de la zona noroccidental: sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco

Los relieves carbonáticos que ocupan esta parte del área de estudio también presentan una estructura geológica de pliegues anticlinales en cofre con dirección NE-SO e inmersión hacia el NE (mapa geológico y perfiles geológicos D-D', E-E', G-G' y H-H' adjuntos), similar a la de los macizos más meridionales. Las estructuras anticlinales están separadas por pliegues sinclinales en cuyos núcleos afloran fundamentalmente margas y margocalizas cretácicas.

El pliegue anticlinal de la Sierra de los Merinos presenta una amplia bóveda y una dirección axial aproximada N45°E (mapa geológico y cortes geológicos E-E' y H-H' adjuntos). Dicha estructura está limitada, tanto al N como al S, por superficies de falla inversa, que separan las calizas jurásicas de las margas y margocalizas cretácicas, y hacia el SO, por una discontinuidad angular y erosiva, a partir de la cual los materiales miocenos del relleno de la Depresión de Ronda se disponen sobre la estructura plegada.

Las calizas y dolomías de la Sierra de los Merinos continúan en profundidad hacia el NE, por debajo de las margocalizas cretácicas (mapa geológico y corte geológico H-H' adjuntos). Prueba de ello, son los afloramientos calizos (*horst*), limitados por fallas y alineados según la orientación del anticlinal, que se observan en medio de los materiales cretácicos. Entre estas estructuras de tipo *horst* cabe citar la del Arroyo de Palomeras (corte geológico H-H' adjunto), con apenas 0,1 km² de superficie. Hacia el N, las calizas jurásicas conectan cartográficamente las sierras de los Merinos y de Colorado, mientras que al S, en el área de las Navetas, los materiales carbonáticos de dichas sierras están separados por afloramientos de arcillas triásicas con evaporitas del núcleo de la estructura anticlinal.

El Cerro de los Tercios y su continuación hacia el SO (mapa geológico y cortes geológicos D-D' y G-G' adjuntos) constituyen un segundo pliegue anticlinal, el de la Sierra de Colorado, cuyo eje, de dirección N30°E, presenta una ligera inflexión, hacia el E, en la parte más septentrional. La estructura principal se encuentra limitada al NO por sistemas de fallas normales, generalmente subverticales, que se prolongan varios kilómetros hacia el SO, paralelas al eje del pliegue. Al SE, el contacto de las calizas jurásicas con las margocalizas cretácicas es estratigráfico. Los estratos calizos están poco inclinados en la charnela, si bien los buzamientos de mayor ángulo se aprecian en las inmediaciones del cierre periclinal del pliegue (Cerro de los Tercios) y a lo largo de todo el flanco SE.

La Sierra de Carrasco está formada por los afloramientos calizos de los llanos del mismo nombre, Cerro del Castellón y por otros relieves carbonáticos de menor entidad, situados al SO de este último (mapa geológico y cortes geológicos D-D' y E-E' adjuntos). Estos macizos se disponen en forma de pliegues anticlinales, separados por sinclinales menores y algo más apretados que el resto de estructuras, con una dirección aproximada N45°E, e inmersión hacia el NE. Los afloramientos calizos de estas sierras están limitados, al NE, por las margas y margocalizas del cretácico y las arcillas del Flysch del Campo de Gibraltar y, al SO, por las areniscas, conglomerados y margas de la Depresión de Ronda, aunque también con los materiales del Flysch. Varios afloramientos de arcillas triásicas, generalmente estrechos y alargados, limitan por el SE a la Sierra de Carrasco y alguno de ellos, incluso, la separan cartográficamente de la Sierra de Colorado (mapa geológico y corte geológico E-E' adjuntos).

2.1.4.3 Estructura geológica de la zona nororiental: sierras de Ortegícar, Matagayar, Teba y Peñarrubia

En el extremo más septentrional del área de estudio, la Sierra de Ortegícar y el Cerro de Matagayar constituyen la prolongación hacia el NE de alguna de las estructuras anticlinales previamente descritas (sierras de los Merinos, Colorado o Blanquilla), que se hunden en profundidad bajo los materiales cretácicos y terciarios del Flysch (mapa geológico y cortes geológicos C-C' y H-H' adjuntos). Las calizas jurásicas afloran en superficie en forma de *horsts* de diferentes dimensiones, que quedan elevados por la acción de las fallas normales de sus bordes. En esta zona existe la mayor extensión de afloramientos de margocalizas cretácicas y materiales del Flysch del Campo de Gibraltar, entre las sierras de Colorado, Ortegícar, Matagayar, Teba y Peñarrubia, en lo que podría denominarse la Cubeta del Guadalteba (DGOH-GHUMA, 1995).

La estructura geológica de la Sierra de Ortegícar y del Cerro de Matagayar (mapa geológico y cortes geológicos A-A', B-B' y C-C' adjuntos) está formada por un anticlinal cuyo flanco meridional no aflora o está fallado (Cruz-Sanjulián, 1974). La estructura plegada, orientada según la dirección N60°E, se encuentra segmentada en varios bloques que dan lugar a las dos sierras calizas principales, rodeadas de afloramientos de margocalizas cretácicas y arcillas del Flysch (mapa geológico y corte geológico C-C' adjuntos). Los buzamientos de las calizas jurásicas son mayores en el flanco N del pliegue y más tendidos en la charnela, hacia el S-SE. En el Cerro de Matagayar, una falla normal (N60°E) limita -al SE- el flanco que aflora del pliegue (el septentrional) y pone en contacto las calizas jurásicas con las margocalizas cretácicas (mapa geológico y corte geológico A-A' adjuntos). Este

accidente tectónico es el responsable de que el flanco meridional esté hundido con respecto al septentrional. Los buzamientos de los estratos calizos, con sentido hacia el NO, presentan una mayor inclinación en el límite más septentrional del macizo.

Las sierras de Teba y Peñarrubia, las más septentrionales, se encuentran en el extremo NE del área de estudio (mapa geológico y corte geológico C-C' adjuntos). Las calizas jurásicas presentan una estructura anticlinal, que en planta se asemeja a la forma de una rodilla, mediante la cual cambia la dirección del eje del pliegue, desde N60°E (en la Sierra de Teba) a N120°E (en la Sierra de Peñarrubia). En los dos macizos, el flanco más septentrional buza fuertemente e incluso se invierte hacia el N, mientras que el flanco meridional muestra buzamientos más suaves. Hacia el N, las calizas jurásicas están cubiertas por las areniscas, conglomerados y margas del Mioceno, que fosilizan también fallas inversas (límite septentrional de las calizas en profundidad), mientras que, al S, los materiales jurásicos y los cretácicos están separados por contactos estratigráficos.

2.2 GEOFÍSICA

2.2.1 Investigación geofísica en la Cubeta del Guadalteba

El IGME (1983), en el marco de la investigación hidrogeológica en las cuencas del S de España, realizó trabajos de geofísica eléctrica en la parte más septentrional del área de estudio, donde se efectuaron 61 sondeos eléctrico-verticales (SEV). Posteriormente, se realizaron 199 SEV (DGOH-GHUMA, 1995), repartidos en los siguientes sectores: entre la Sierra de Teba y el Cerro de Matagayar (80), entre el Barranco de Palomeras y la Sierra de Ortegícar (61) y en el entorno del manantial de Cañamero (58).

Además, en el estudio de DGOH-GHUMA (1995) se llevaron a cabo 78 sondeos electromagnéticos en el dominio del tiempo (SEDT) en el sector de las sierras de Teba, Peñarrubia y Matagayar (36) y en el área del manantial de Cañamero (42).

Ambas investigaciones tuvieron como objetivo determinar la profundidad del techo de la formación de calizas jurásicas y mejorar el conocimiento de la geometría de los materiales que conforman la Cubeta del Guadalteba, de cara a una eventual explotación de aguas subterráneas del acuífero carbonático.

2.2.2 Prospección geoelectrica mediante SEV

Los datos de geofísica eléctrica correspondientes a las campañas de campo realizadas por el IGME (1983) y DGOH-GHUMA (1995) han sido integrados en un sistema de información geográfica y representados en la figura 2.7.

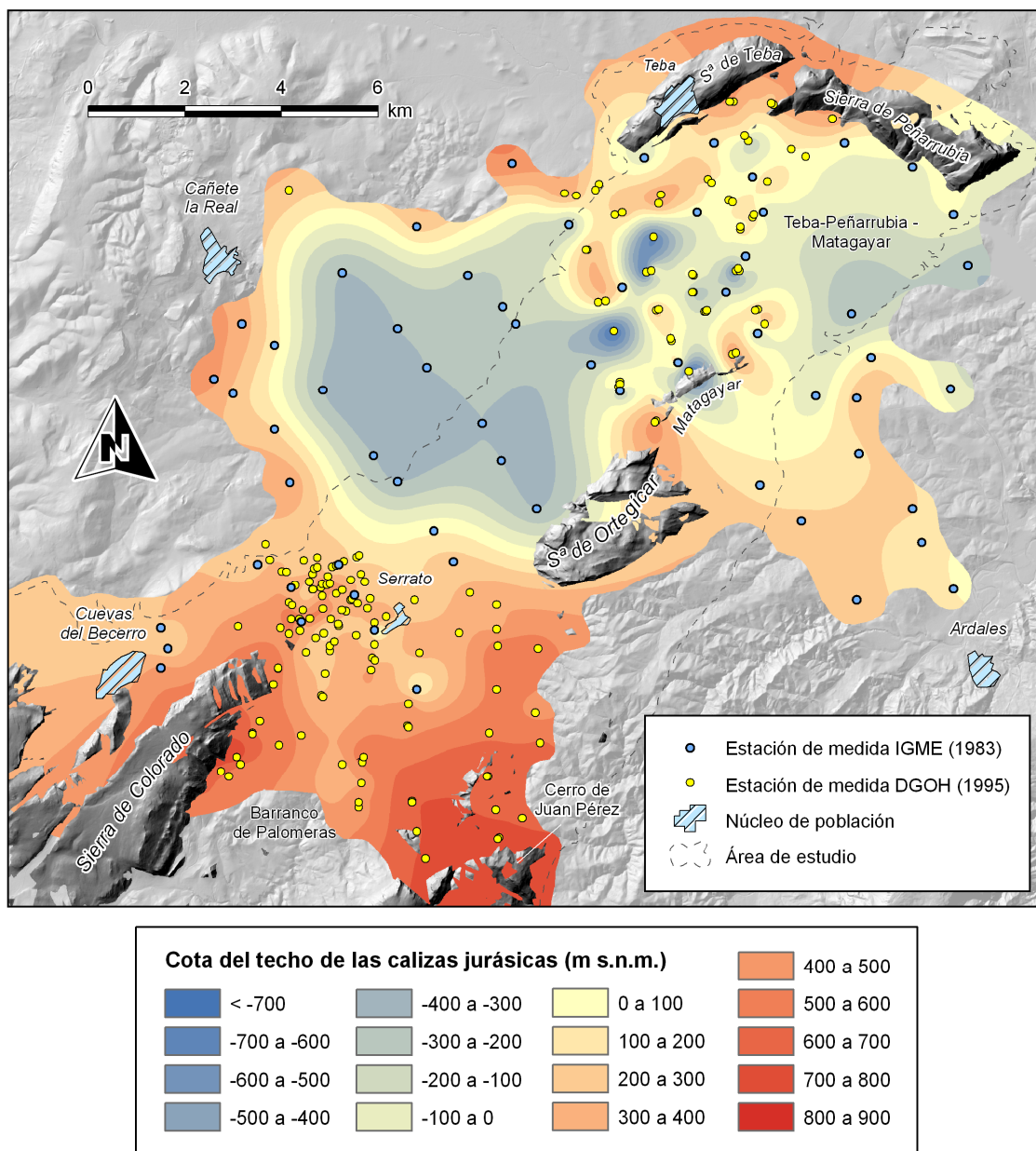


Figura 2.7. Mapa de isovalores de cota absoluta del techo de las calizas jurásicas, obtenido a partir de los datos de sondeos eléctrico-verticales (SEV) de las campañas de prospección geofísica realizadas por el IGME (1983) y la DGOH-GHUMA (1995) en la zona nororiental del área de estudio.

En general, se observa que la cota del techo de la formación carbonática jurásica desciende hacia el NE, hasta alcanzar valores mínimos en las áreas situadas al NO de la Sierra de Ortegicar y del Cerro de Matagayar (Fig. 2.7). Por el contrario, las cotas más

elevadas del techo de las calizas jurásicas se registran inmediatamente al NE de la Sierra de Colorado y del Cerro de Juan Pérez y en las inmediaciones de los afloramientos calizos.

La geometría del techo de la formación jurásica en profundidad, deducida a partir de los datos de sondeos eléctrico-verticales (Fig. 2.7), está en consonancia con el estilo estructural de las calizas y dolomías del dominio Subbético Interno occidental o Penibético. Así, los pliegues anticlinales constituidos por las principales Sierras del área de estudio, con inmersión hacia el NE, se hunden por debajo de las margas y margocalizas cretácicas y las arcillas, margas y areniscas del Flysch del Campo de Gibraltar (mapa geológico y cortes geológicos C-C', G-G' y H-H' adjuntos). La torsión de las estructuras que se observa en los afloramientos calizos de las sierras de Teba y de Peñarrubia parece también detectarse en profundidad.

La distribución de las cotas más bajas del techo de las calizas jurásicas en los sectores al NO de la Sierra de Ortega y entre las sierras de Peñarrubia y Matagayar, podrían indicar la existencia de núcleos sinclinales en profundidad (eventualmente hundidos por fallas), sobre los que se acumulan potentes espesores de materiales cretácicos y terciarios, de varios centenares de metros hasta casi 1.000 m en algunos puntos, mientras que las zonas con cotas más elevadas reflejarían la prolongación de las bóvedas anticlinales que afloran en superficie, en las que los materiales carbonáticos se encuentran a una profundidad menor.

2.2.3 Geofísica electromagnética (SED-T)

Con objeto de contrastar los resultados obtenidos mediante la prospección geoelectrica, se han representado espacialmente los datos de cota del techo de las calizas jurásicas deducidos de los sondeos electromagnéticos -SED-T- (Fig. 2.8). Este análisis espacial cuenta con la limitación del menor número de datos disponibles, por lo que la interpolación de los mismos debe interpretarse con mayor cautela.

De acuerdo con la información disponible, la cota del techo del acuífero jurásico es más elevada en las proximidades de los afloramientos carbonáticos de la Sierra de Colorado y del Cerro de Juan Pérez y disminuye hacia el NE del área estudiada (Fig. 2.8), donde se registran las cotas más bajas, entre las sierras de Teba y Peñarrubia y el Cerro de Matagayar. A diferencia de los resultados obtenidos mediante geofísica eléctrica, la profundidad de investigación de los sondeos electromagnéticos es considerablemente menor y sólo se consigue penetrar hasta la cota 0 m s.n.m. De esta forma, no se reconocen las zonas de máximo espesor de materiales cretácico-terciarios deducidas mediante geofísica eléctrica al NO de la Sierra de Ortega y al S de las de Teba y Peñarrubia (Fig. 2.7). No obstante,

coinciden generalmente las áreas en las que la cota del techo de las calizas jurásicas se encuentra por encima de 0 m s.n.m y la geometría de las mismas se adapta, en gran medida, a la obtenida por el método geoelectrónico.

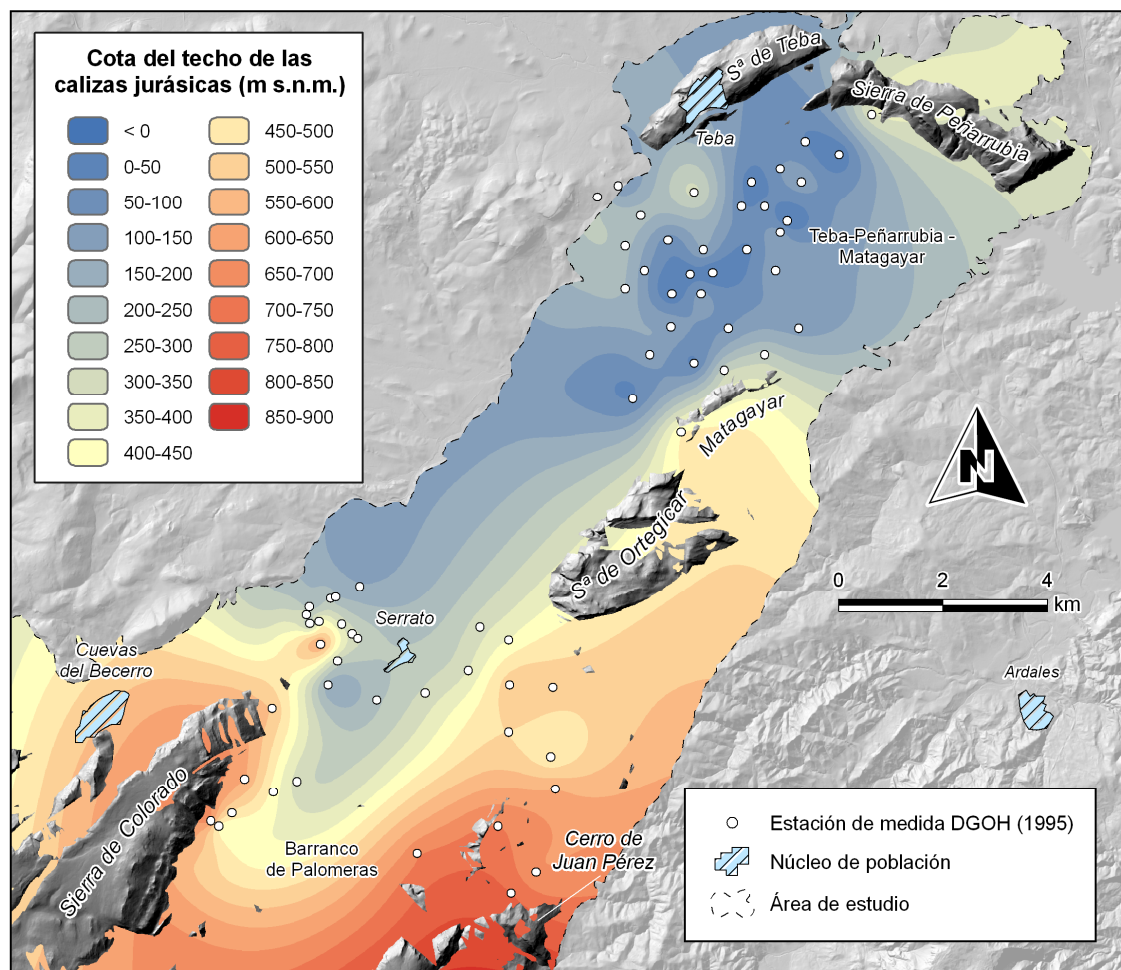


Figura. 2.8. Mapa de isovalores de cota del techo de las calizas jurásicas, obtenido a partir de los datos de prospección electromagnética -SED- (DGOH-GHUMA, 1995) en la zona nororiental del área de estudio.

2.3 FRACTURACIÓN

2.3.1 Rasgos generales

El estudio de la dirección, buzamiento y longitud de las superficies de discontinuidad que afectan a un macizo rocoso es de gran utilidad a la hora de reconstruir la deformación que han experimentado los materiales a lo largo de su historia geológica. En áreas kársticas, como la que es objeto de la presente investigación, el análisis espacial de las fracturas permite obtener la red de discontinuidades, que pueden constituir vías preferenciales de infiltración, flujo y almacenamiento de volúmenes de agua subterránea. Este tipo de análisis

ha sido ampliamente utilizado por numerosos autores, desde los primeros trabajos de Kiraly (1968) y Drogue (1980), hasta estudios más recientes llevados a cabo en contextos geológicos muy similares al del presente estudio (López-Chicano, 1992; Andreo, 1997; Liñán, 2003). En este apartado se sintetizan los resultados obtenidos del estudio de la fracturación realizado por Fernández (1980) en las sierras de Colorado, Merinos y Blanquilla.

2.3.2 Análisis de la fracturación a partir de medidas de campo

En la figura 2.9 se han representado los datos de orientación de 1.638 fracturas, clasificados en intervalos de 10°, de un total de 18 estaciones de medida, repartidas por las sierras de Colorado (7), Merinos (5) y Blanquilla (6). Se ha llevado a cabo un análisis de fracturación por macizos carbonáticos y de forma conjunta, a partir de todas las medidas de dirección de las fracturas. Los datos proceden de la Tesina de Fernández (1980).

Los diagramas con los datos de orientación de las fracturas muestran una elevada variabilidad en las frecuencias máximas determinadas para las diferentes estaciones e incluso para puntos de medida que pertenecen a una misma Sierra (Fig. 2.9). Esta gran heterogeneidad espacial debe ser el reflejo de las etapas de deformación que afectaron a los macizos carbonáticos estudiados.

El análisis de la fracturación de la Sierra de Colorado (Fig. 2.9) muestra dos modas o frecuencias máximas, correspondientes a las orientaciones N35°E (7,5 %) y N105°E (7,1 %). En la Sierra de los Merinos, las direcciones preferentes de fracturación, N35°E y N125°E (frecuencia máxima del 7,5 % en ambos casos), resultan ser muy similares a las anteriores. En la zona meridional (Sierra Blanquilla), los valores de orientación de las fracturas que más se repiten son N65°E (6,8 %) y N160°E (9,2 %).

El diagrama general muestra una distribución de frecuencias más homogénea (Fig. 2.9). Las dos frecuencias máximas se corresponden con las direcciones de fracturación N35°E (6,1 %) y N165°E (6,3 %).

2.3.3 Análisis de la fracturación mediante interpretación de foto aérea

Los resultados obtenidos por Fernández (1980) a partir del análisis de la fracturación sobre foto aérea ponen de manifiesto una distribución de la dirección de las fracturas que no siempre coincide con la obtenida a partir de las medidas de campo.

En la Sierra de Colorado la frecuencia máxima de la orientación de las fracturas es N140°-160°E, la cual no aparece tan marcada en los resultados obtenidos a partir de las medidas de campo. No ocurre lo mismo con la segunda moda resultante, N90°-100°E, más coherente con los datos de campo, aunque con menor porcentaje de frecuencia relativa.

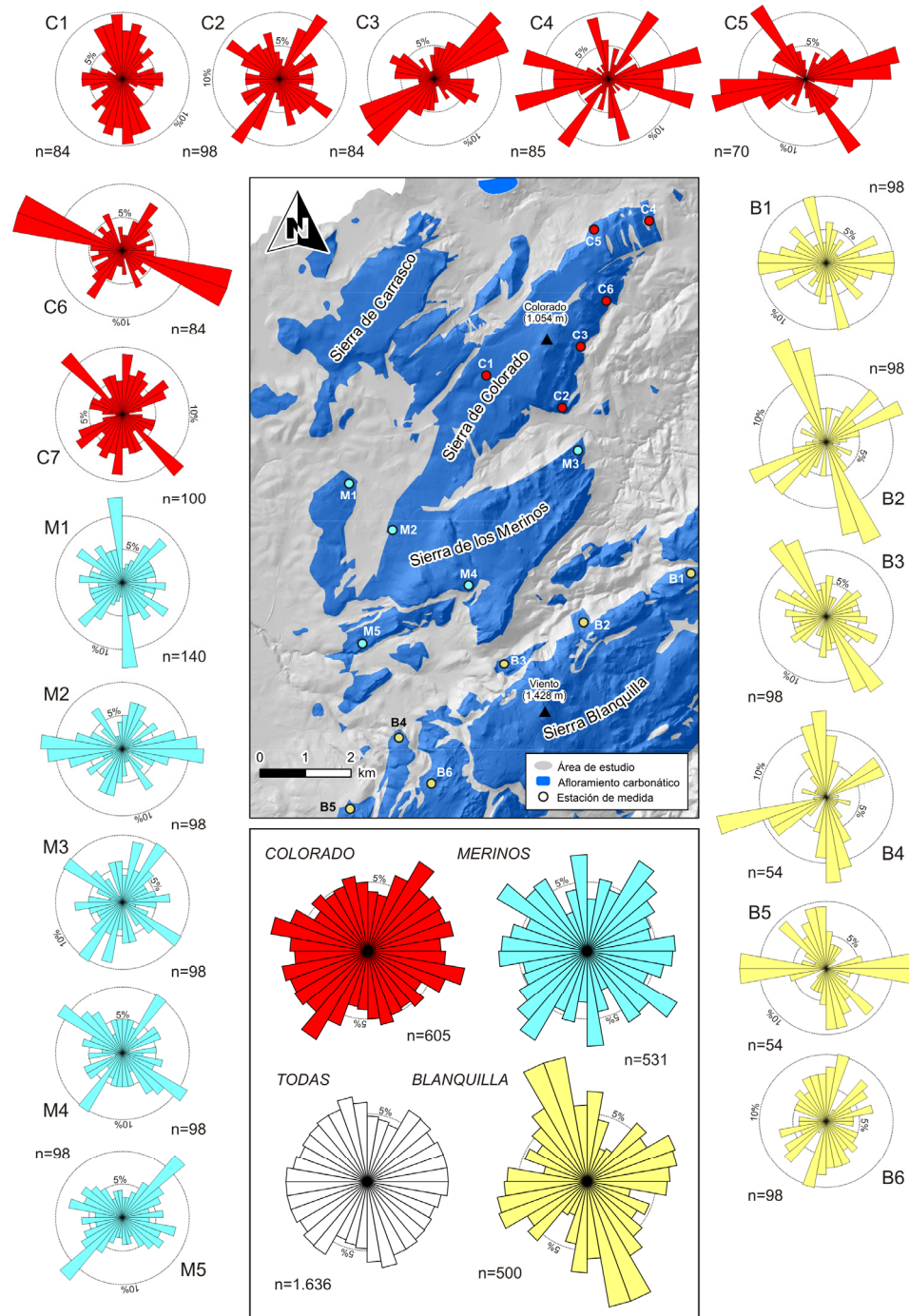


Figura 2.9. Localización de las estaciones de medida de fracturación y diagramas de frecuencia de la orientación de las fracturas medida en campo (modificado de Fernández, 1980). El análisis de los datos se ha llevado a cabo por estaciones, por macizos (M: Merinos, C: Colorado y B: Blancaquilla) y considerando el conjunto de medidas.

En cambio, el tratamiento realizado en la Sierra de los Merinos muestra una distribución de la dirección de fracturación relativamente homogénea, parecida a la obtenida en la figura 2.9. En lo que respecta a Sierra Blanquilla, la dirección preferencial de fracturación (N140°-160°E) es similar al de la Sierra de Colorado, si bien la segunda orientación más frecuente (N20°-40°E) no se reconoce en el análisis realizado con las medidas de campo.

Finalmente, los resultados del análisis global de la fracturación mediante fotografía aérea, muestran un predominio de fracturas en torno a la dirección N-S (más del 45 % de las fracturas están comprendidas entre N30° O y N40° E).

2.4 GEOMORFOLOGÍA

2.4.1 Antecedentes

Los trabajos dedicados a las características geomorfológicas del área investigada son escasos y se centran fundamentalmente en el estudio del modelado relacionado con las formaciones carbonáticas jurásicas. Lhénaff (1977) describió los elementos geomorfológicos de las sierras Hidalgo y Blanquilla, a partir de la cartografía geológica elaborada por Dürr (1967). Cruz-Sanjulián (1981) realizó un estudio geomorfológico del sector Teba-Cañete la Real, en el que prestó un interés especial al depósito de travertinos. Por otro lado, Fernández (1980) realizó un mapa geomorfológico regional a escala 1:100.000 y describió las principales características geomorfológicas de parte del área de estudio.

2.4.2 Análisis del relieve

La Serranía oriental de Ronda comprende un conjunto de relieves en forma de montañas y valles subparalelos y elongados según la dirección NE-SO, cuya altitud máxima supera los 1.500 m (Pico Hidalgo; Fig. 2.10) en la parte más meridional y desciende progresivamente hacia el NE, pero también hacia el O, en menor medida. El valor medio de la altitud se sitúa en torno a 800 m.

El histograma de frecuencias realizado con los valores de altitud muestra una distribución prácticamente unimodal, con la frecuencia máxima en los intervalos 700-800 y 800-900 m s.n.m., que representan el 37 % de la superficie considerada (Fig. 2.10). El 50 % del área de estudio está dominada por relieves con altitudes comprendidas entre algo menos de 400 m s.n.m. y 800 m s.n.m. (Fig. 2.10), mientras que las altitudes superiores a 1.000 m s.n.m., situadas en la parte occidental, constituyen el 21 %.

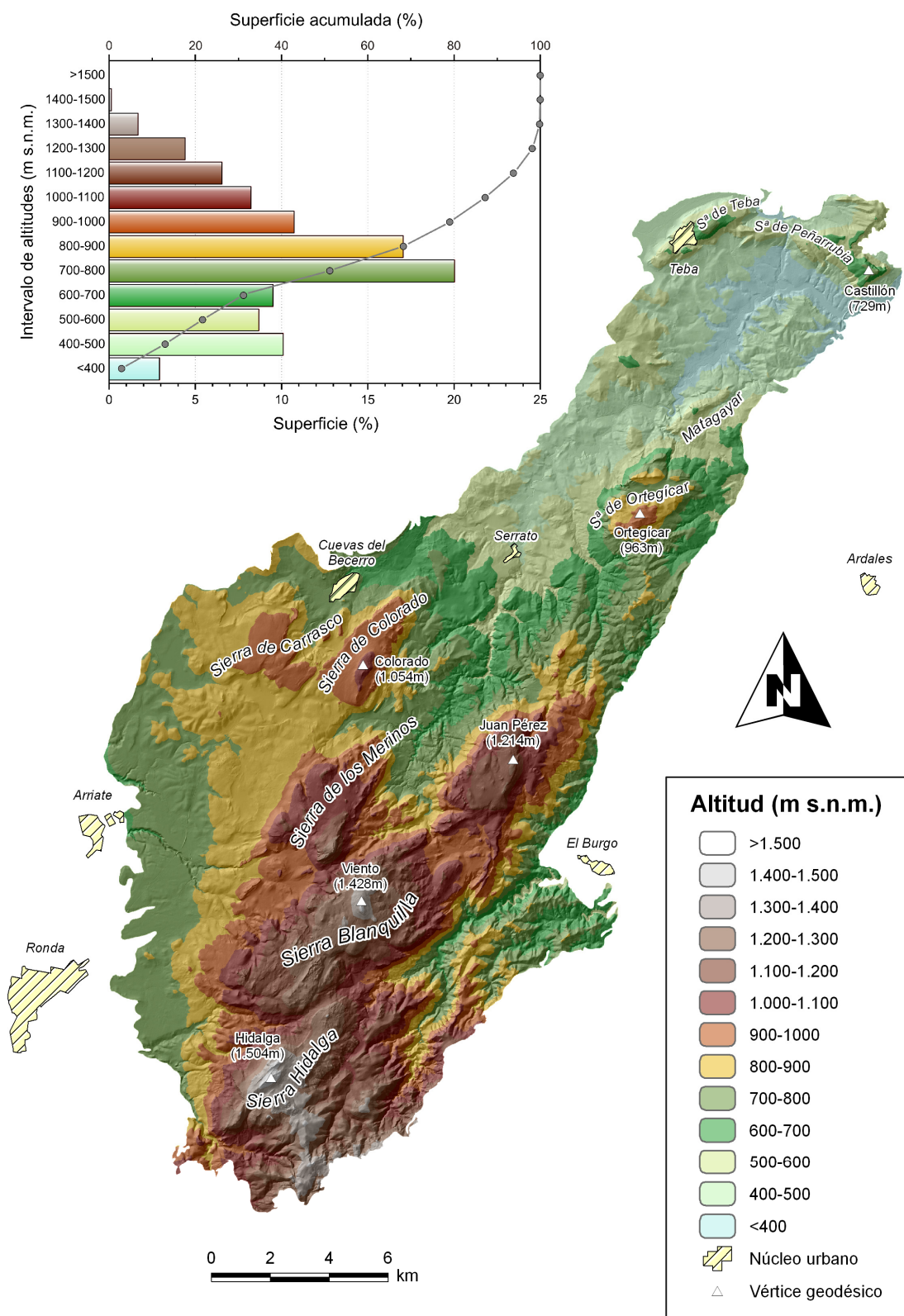


Figura 2.10. Distribución de la altitud en el área de estudio. El recuadro superior izquierdo muestra el histograma de frecuencias de los valores de cota topográfica y la curva hipsométrica.

En la Serranía oriental de Ronda, la pendiente del terreno es más elevada en la zona meridional, mientras que hacia el NO y NE la orografía se suaviza y el relieve es más uniforme (Fig. 2.11).

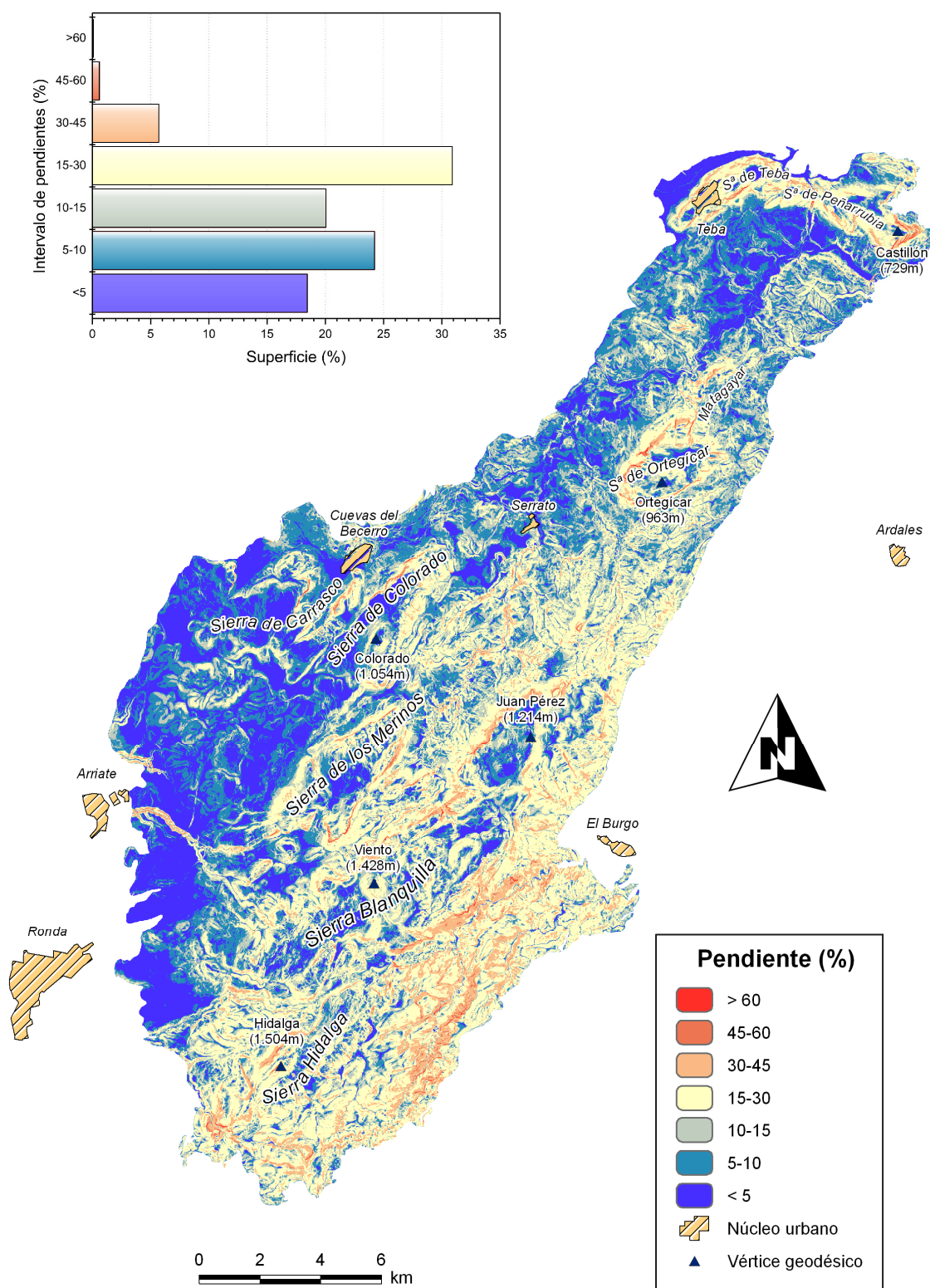


Figura 2.11. Mapa de pendientes en el área de estudio y diagrama de frecuencias de la pendiente.

Hacia los bordes de las sierras Hidalga y Blanquilla se encuentran las mayores pendientes, superiores al 78 %, que coinciden con las márgenes de valles encajados (Fig. 2.11). En el tercio septentrional del área de estudio, y como excepción en esta zona, las sierras de Ortegícar, Teba y Peñarrubia se elevan sobre el cauce del Río Guadalteba (área de los embalses) con pendientes superiores al 30 %.

Por el contrario, en la Depresión de Ronda, al O del área de estudio, y en el valle del Río Guadalteba, hacia el NE, los relieves presentan pendientes bastante más suaves, con valores inferiores al 10 % (Fig. 2.11). Cabe destacar la presencia de superficies predominantemente llanas (pendientes < 5 %) en las zonas de alta montaña (altiplanos), que están constituidas por las amplias bóvedas anticlinales de calizas jurásicas. Entre los ejemplos más destacados se encuentran: el altiplano de la Sierra de Carrasco, la mitad SO de la Sierra de los Merinos, la parte meridional de la Sierra de Colorado, varios sectores a lo largo del anticlinal de Sierra Blanquilla, el Cerro de Juan Pérez y los terrenos al NE del Pico Hidalga, en la sierra homónima (Fig. 2.11).

La diversidad de la fisiografía del terreno en el área de estudio (depresiones, crestas, valles profundos, altiplanos, etc.) sugiere, además de la acción de la erosión hídrica, un control geológico y tectónico sobre el modelado del relieve. Las estructuras plegadas y falladas de los materiales más competentes determinan las formas más marcadas del terreno, mientras que las litologías menos resistentes, que se acomodan sobre las anteriores, dan lugar a relieves menos pronunciados.

2.4.3 Hidrología superficial

Los vértices Colorado, Viento e Hidalga definen, de N a S, la principal divisoria de aguas superficiales en el área de estudio (Fig. 2.12): al E, el drenaje se produce hacia la cabecera del Río Guadalhorce y, al O, las aguas discurren por la cuenca del Río Guadiaro. En la cuenca vertiente al Río Guadalhorce se distinguen tres subcuencas, correspondientes a los ríos Turón (al S), Guadalteba (al N) y de la Venta (al NE). En la cuenca hidrográfica vertiente al Río Guadiaro se diferencian dos subcuencas: la cuenca del Río Grande, al S, y la del Río Guadalcobacín, al N.

La red de drenaje en el área de estudio es de tipo dendrítico, con un desarrollo muy marcado sobre los fondos de valle y relieves con pendientes suaves que están formados principalmente por materiales impermeables y poco resistentes a la erosión. En las formaciones carbonáticas, que constituyen los relieves más elevados, el desarrollo de la red hidrográfica es bajo, debido a la gran permeabilidad de estos materiales y a la escasa

pendiente en las zonas más elevadas (altiplanos). Ambos factores favorecen la infiltración del agua de lluvia en detrimento de la escorrentía superficial.

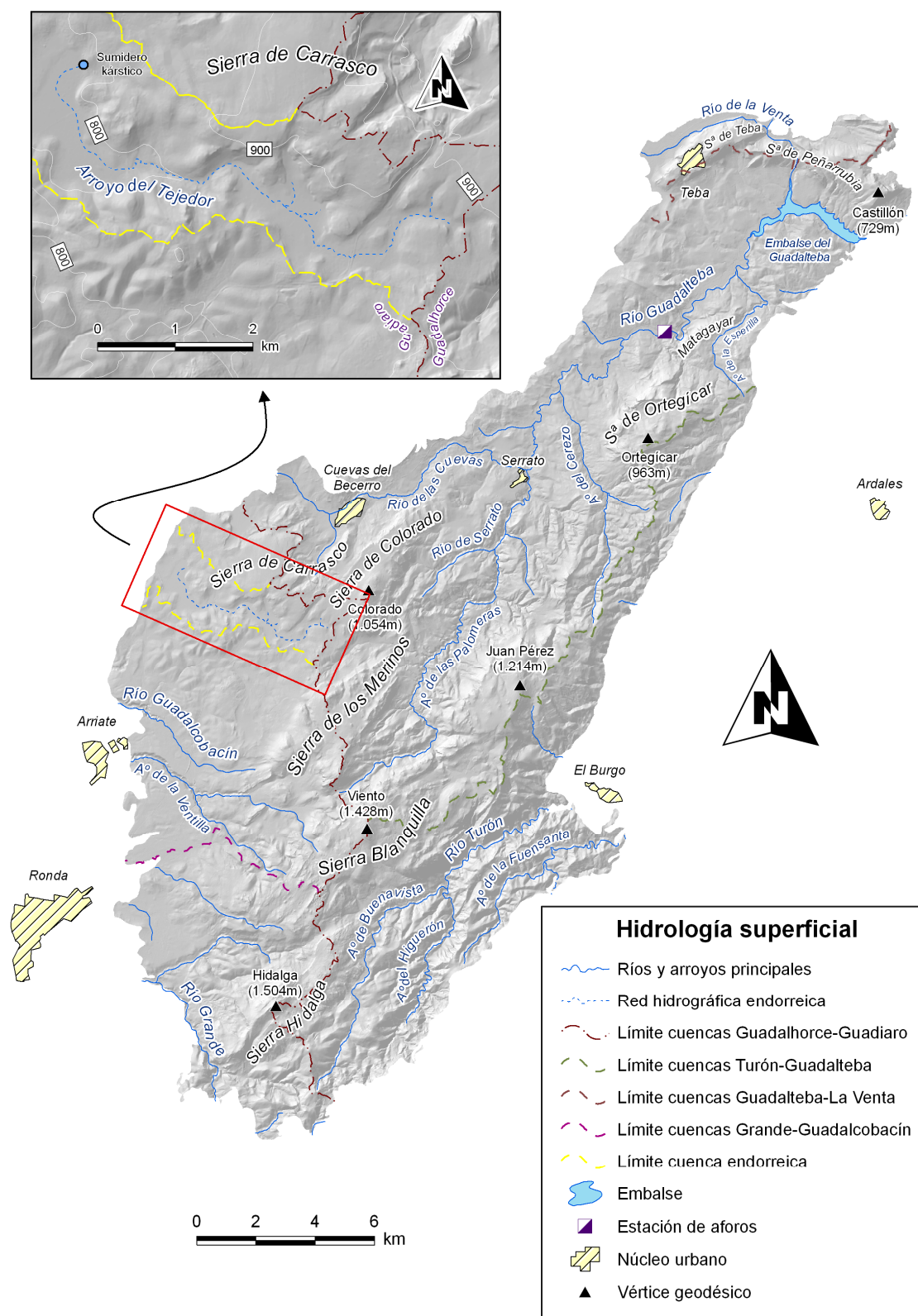


Figura 2.12. Red de drenaje y principales cuencas hidrográficas del área de estudio. El gráfico superior izquierdo muestra un ejemplo de área endorreica al SO de la Sierra de Carrasco.

Sin embargo, no todas las áreas muestran un drenaje claramente definido hacia la red superficial. Al SO de la Sierra de Carrasco se localiza un área endorreica de 12,7 km² (Fig. 2.12). Es la cuenca vertiente al Arroyo del Tejedor, que se infiltra en un sumidero kárstico. En esta zona, deprimida topográficamente, se encuentra la laguna estacional de la Alberca (Durán *et al.*, 2010; Fig. 2.13A), la cual se mantiene con agua tras períodos de abundantes precipitaciones.

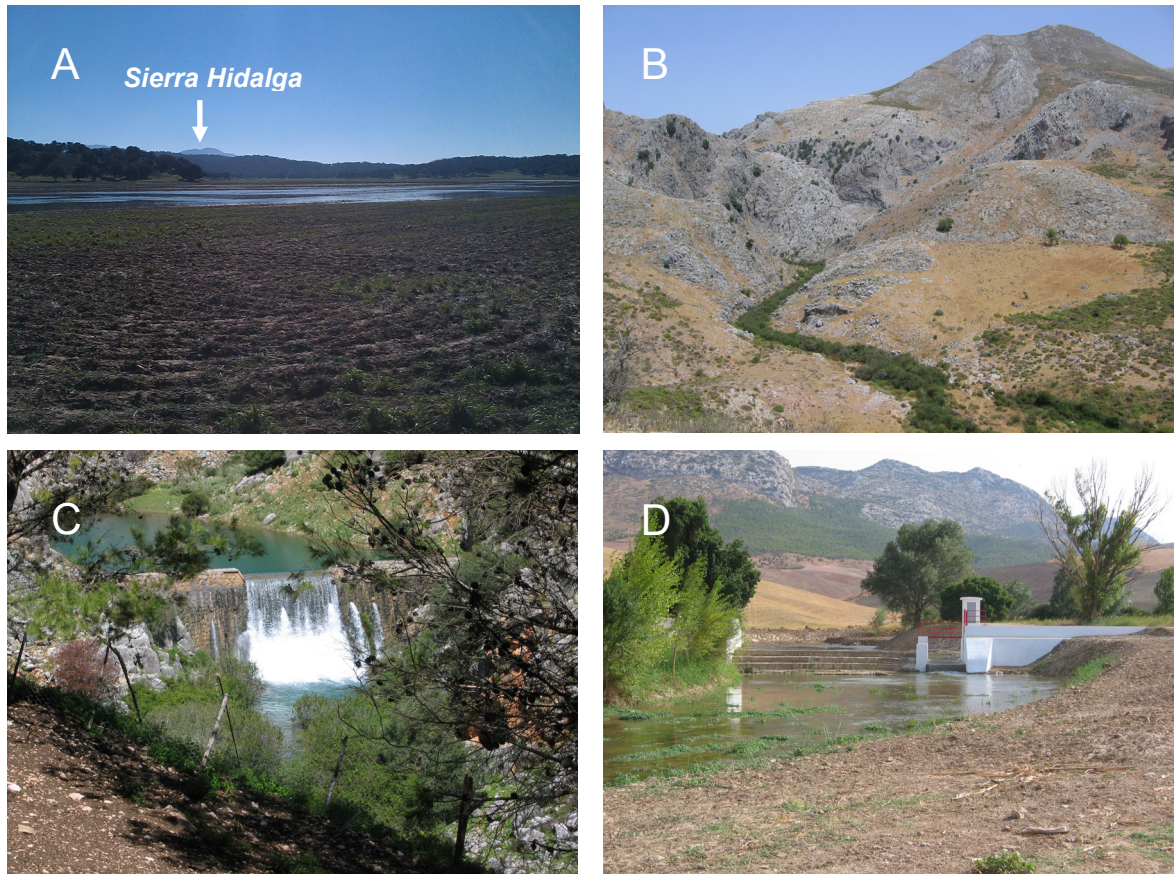


Figura. 2.13. (A) Laguna de la Alberca, situada en la zona endorreica que hay al SO de Sierra Colorado (febrero de 2013). Al fondo y más elevada (véase flecha blanca), se aprecia Sierra Hidalgo. (B) Vista del Río Grande (agosto de 2007) y de la vertiente O de Sierra Hidalgo. (C) Dique en el Río Turón, situado a pocos metros aguas abajo del manantial de la Hierbabuena. (D) Estación de aforos en el Río Guadalteba, al N de Sierra de Ortegícar (septiembre de 2007), la cual se observa al fondo.

La mayoría de los ríos que discurren por el área de estudio (Fig. 2.12) están alimentados por aguas subterráneas, sobre todo el Turón y el Guadalteba, que drenan las aportaciones subterráneas de las sierras Hidalgo, Blanquilla, Merinos, Colorado y Carrasco. En las cuencas occidentales, la contribución de las aguas subterráneas a los caudales superficiales es menor, como ocurre con el Río Grande (Fig. 2.13B), puesto que el drenaje del conjunto de macizos carbonáticos se produce mayoritariamente hacia el NE. Esto está

favorecido porque las cotas de los fondos de valle son más bajas y, probablemente, porque la inmersión de las estructuras plegadas es hacia el NE.

En los ríos Turón y Guadalteba existen embalses y diques, tanto para laminar las crecidas como para retener temporalmente sus aportaciones. En la cuenca alta del Río Turón hay varios diques (Fig. 2.13C) que regulan las continuas avenidas del cauce superficial. En 1975, con motivo de la construcción del Embalse del Guadalteba, se instaló una estación de aforos en el río homónimo (Figs. 2.12 y 2.13D), en la que se registran conjuntamente las aportaciones generadas por la escorrentía superficial en la cuenca hidrográfica y los caudales de agua subterránea provenientes de los manantiales que drenan las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco. El Río Turón también dispone de estación de aforos, aunque en su cuenca baja, fuera del área de estudio.

2.4.4 Modelado kárstico y formas asociadas

En la Serranía oriental de Ronda hay una amplia variedad de formas de modelado kárstico desarrolladas sobre los materiales carbonáticos jurásicos, principalmente formas exokársticas, de dimensiones muy variables: desde centimétricas hasta kilométricas. En la figura 2.14 se muestra la situación de las principales formas de modelado kárstico a partir de las descripciones de Fernández (1980) y las observaciones realizadas por el autor de esta Memoria. Sin embargo, no se tiene constancia de que las formas endokársticas sean abundantes.

La karstificación superficial está controlada por el tipo de litología, la estructura geológica y el régimen pluviométrico de la región. Entre los materiales carbonáticos, el desarrollo de la karstificación es mayor en las calizas de la Formación Torcal (Fig. 2.4B). En las partes altas de los principales macizos, la estructura de anticlinal “en cofre”, con los estratos subhorizontales en la charnela, favorece los procesos de karstificación de las calizas jurásicas. La escasa inclinación de los estratos ($< 20^\circ$) permite la formación de áreas endorreicas y dificulta la generación de escorrentía superficial. Por último, la disolución de calizas y dolomías jurásicas es más intensa en las partes altas de las Sierras donde, con frecuencia, la pluviometría anual supera los 1.000 mm (véase el capítulo 3 de esta Memoria).

Las formas exokársticas están relacionadas con los procesos de infiltración preferencial sobre los macizos carbonáticos y, en el caso del área de estudio, se desarrollan preferentemente en las altiplanicies de las sierras. A continuación se enumeran y describen las principales formas exokársticas y las zonas donde se desarrollan (Fig. 2.14):

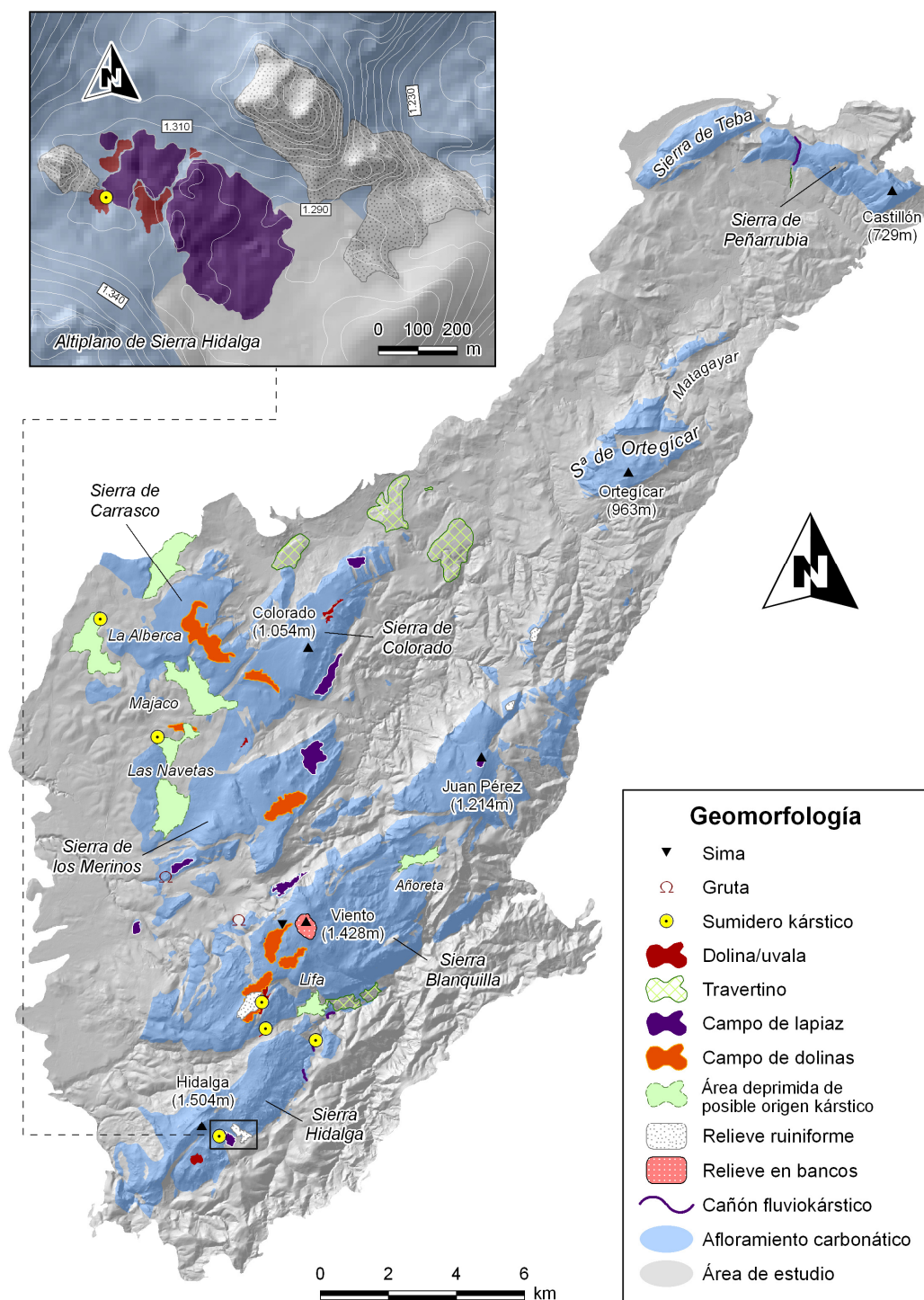


Figura 2.14. Mapa geomorfológico del área de estudio realizado a partir de las descripciones de Fernández (1980) y de las observaciones de campo llevadas a cabo durante la presente investigación.

▪ *Lapiaz, campos de lapiaz (karren, karrenfeld)*

Los lapiaces son las formas kársticas más ampliamente representadas en el área de estudio (Figs. 2.14 y 2.15). El desarrollo de estas morfologías está condicionado principalmente por la fracturación y disolución de la roca. El tipo de

lapiaz más característico es el constituido por bloques de calizas con terminaciones en aristas y separados por surcos. No obstante, se puede diferenciar entre lapiaces más o menos cubiertos y descubiertos (Fig. 2.15A y B). En el primer tipo se observan formas redondeadas, una cobertera edáfica relativamente desarrollada y un mayor grado de disolución a favor de las fracturas de la roca. En el segundo, una masa de aristas puntiagudas sobresale entre los surcos que las separan, con una diferencia de altura entre ambos que puede superar con facilidad el metro. Los surcos pueden estar cubiertos por una capa de suelo, generalmente de poco espesor.

En los lapiaces descubiertos se desarrollan, eventualmente, acanaladuras de tamaño centimétrico, a veces organizadas a modo dendrítico, conocidas como *rillenkarren* (Fig. 2.15C y D), que son consecuencia de la disolución de la lluvia al discurrir por crestas y pendientes de roca caliza. También se reconocen formas de disolución cerradas con fondo plano, de diámetro variable entre pocos centímetros y un metro, denominadas *kamenitzas* (Fig. 2.15E). Otras formas de modelado que se distinguen son los pavimentos kársticos (Fig. 2.15F), originados a favor de superficies de estratificación.

- *Dolinas y uvalas*

Pueden reconocerse en toda el área de estudio, aunque se concentran especialmente en las charnelas de los anticlinales de las sierras Hidalga y Blanquilla (Fig. 2.14). Este tipo de morfologías kársticas presenta una gran variedad de geometrías en planta (circular, subcircular, elíptica, etc.), con unas dimensiones comprendidas entre varios metros y más de un centenar de metros (Fig. 2.16A y B). Todas constituyen zonas de infiltración preferencial, en algunos casos mediante recarga concentrada en sumideros kársticos. En determinadas regiones se reconocen auténticos campos de dolinas, como ocurre en la parte alta de Sierra Hidalga (detalle superior izquierdo de la Fig. 2.14 y Fig. 2.16B). La génesis de estas morfologías es por disolución y/o colapso. La coalescencia de varias dolinas da lugar a formas aún más extensas denominadas uvalas. Ejemplos de estas últimas se reconocen en el altiplano de Sierra Hidalga (Fig. 2.16C), donde también se observan uvalas de fondo irregular, que son el resultado de la unión de dolinas con diferente cota topográfica.

En la zona de estudio se aprecian, además, áreas cerradas al drenaje superficial, similares a dolinas o uvalas, cuyo origen no es por disolución ni colapso, sino más bien tectónico. En dichas áreas afloran, con frecuencia, afloramientos de materiales cretácicos o triásicos, delimitados por calizas y/o dolomías jurásicas (Fig.

2.16D), cuya disposición favorece la infiltración de agua hacia los acuíferos, normalmente mediante sumideros kársticos.



Figura 2.15. Tipos de lapiaces y formas kársticas asociadas en el área de estudio: (A) Lapiaz con morfologías subredondeadas cubierto por una capa centimétrica de suelo, en el altiplano de Sierra Hidalga. (B) Lapiaz en aristas (descubierto), con lajas de calizas de un metro de altura, localizado en la misma sierra; (C, D) Rillenkarren o acanaladuras formadas en la roca por la acción del agua de lluvia, en Sierra Hidalga y en el Pico del Viento (Sierra Blanquilla, donde además se aprecian formas circulares centimétricas denominadas pits), respectivamente. (E) Kamenitzas o formas de disolución de la caliza con fondo plano y de tamaño generalmente centimétrico. (F) Detalle de un pavimento kárstico en Sierra Hidalga.



Figura. 2.16. Ejemplos de dolinas y uvalas en el altiplano de Sierra Hidalgo. (A) Dolina de grandes dimensiones con tres sumideros kársticos (véanse las flechas negras). (B) Campo de dolinas en el que se distinguen cuatro depresiones kársticas de diferentes dimensiones. (C) Coalescencia de dos dolinas (uvala). (D) Área cerrada de origen tectónico - extremo O de Sierra Blanquilla- drenada por un sumidero kárstico (véase flecha blanca), en cuyo fondo afloran arcillas triásicas.

▪ Depresiones

En el área de estudio destacan cinco zonas de grandes dimensiones y topografía llana, que han sido descritas por Fernández (1980). Se trata de formas desarrolladas generalmente sobre terrenos kársticos, aunque también parecen tener un origen tectónico y estar asociadas a otros tipos de litologías y edades (arcillas triásicas con evaporitas, margocalizas cretácicas y arcillas terciarias). Tres de estas depresiones se localizan en el sector SO de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco, mientras que las dos restantes se ubican en Sierra Blanquilla (Fig. 2.14).

La depresión más meridional de todas se sitúa en el Valle de Lifa (Figs. 2.14 y 2.17A), entre las sierras Hidalgo y Blanquilla, a una cota aproximada de 1.000 m s.n.m. En planta presenta una forma relativamente ovalada, alargada según la dirección NE-SO. El perfil de la depresión (de origen tectónico) es escalonado al NE, su fondo está cubierto por materiales triásicos y, hacia el Valle del Río Turón, limita con un afloramiento de travertinos. Actualmente, la depresión está capturada en su

extremo NE, donde se reconoce un *ponor* o sumidero, vestigio del carácter endorreico en el pasado.

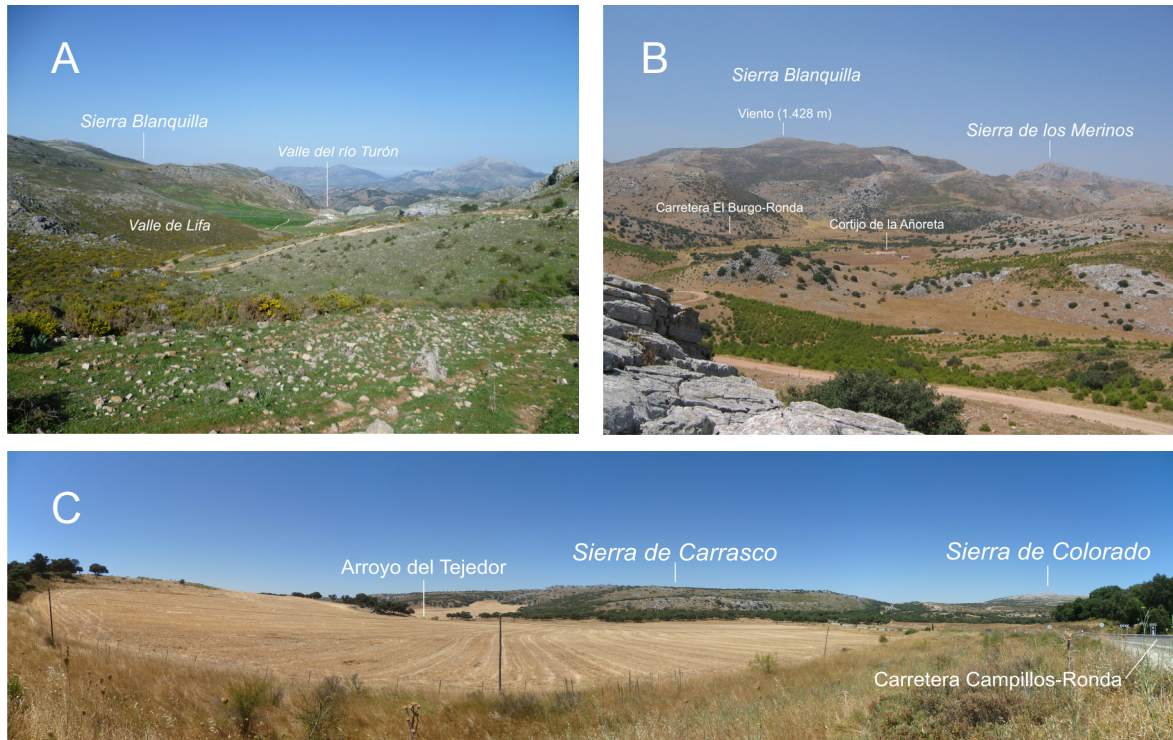


Figura 2.17. Algunas depresiones topográficas en el área de estudio: (A) Valle de Lifa, entre las sierras Blanquilla -izquierda- e Hidalga -derecha-. (B) Añoreta, en la parte central de Sierra Blanquilla. (C) Majaco, situada al SO de Sierra de Carrasco.

Más al N, la depresión de Añoreta (Figs. 2.14 y 2.17B), atravesada por la carretera El Burgo-Ronda (km 16), ocupa una extensión de 0,3 km². Se encuentra en la parte central de Sierra Blanquilla, sobre materiales cretácicos que están totalmente delimitados por contactos mecánicos. La depresión, situada a una altitud aproximada de 940 m s.n.m., tiene una topografía irregular, que resulta totalmente plana en el área próxima al Cortijo de Añoreta. El drenaje superficial se produce hacia el Arroyo de Palomeras, situado al O (Fig. 2.12).

En el paraje de las Navetas, al SO de la Sierra de Colorado, se localiza una tercera depresión, a una altitud de 825 m s.n.m., que se extiende por una superficie de 1,1 km² (Fig. 2.14). Está constituida por calcarenitas miocenas (ligeramente karstificadas) y delimitada por calizas y dolomías jurásicas, mediante contactos discordantes y fallas normales. El drenaje superficial de la depresión de las Navetas, que tiene lugar hacia el O, consta de varias subcuencas cerradas y limitadas por umbrales topográficos. En el contacto entre los materiales miocenos y jurásicos se reconocen sumideros kársticos.

Al SO de las sierras de Carrasco y Colorado, se reconocen otras dos depresiones asociadas a terrenos kársticos que se encuentran conectadas entre sí: las de Majaco (Figs. 2.14 y 2.17C) y de la Alberca (Figs. 2.12, 2.13A y 2.14). Las dos formas del terreno ocupan una superficie total de 1,9 km², con altitudes comprendidas entre 820 m s.n.m. (Majaco) y 780 m s.n.m. (Alberca). Las formaciones calcareníticas miocenas conforman el fondo de las dos depresiones, aunque los materiales cuaternarios tapizan las zonas más deprimidas de éstas (Durán *et al.*, 2010). La depresión más meridional, la de Majaco, es parcialmente endorreica, dado que está capturada por el drenaje superficial hacia la de la Alberca (al NO), cuya cuenca vertiente es totalmente cerrada. Así, la escorrentía superficial que se genera en la primera se canaliza hacia la segunda mediante el Arroyo del Tejedor (Fig. 2.17C) y se infiltra a través de un sumidero kárstico, situado en la zona topográficamente más baja (recuadro superior izquierdo de la figura 2.12). En épocas de abundantes precipitaciones se supera la capacidad de infiltración del sumidero y se forma la laguna de la Alberca (Fig. 2.13A) que inunda parte de la depresión del mismo nombre (Durán *et al.*, 2010).

Las formas endokársticas no están muy desarrolladas, según se deduce del estado de conocimiento actual. Algunos de los sumideros, que se localizan sobre todo en el interior de dolinas y depresiones kársticas (Fig. 2.14), son penetrables, aunque presentan poco recorrido en profundidad. La cueva de mayor desarrollo horizontal, de varios centenares de metros, se localiza al SO de la Sierra de los Merinos, en el Arroyo de la Ventilla, justo en el contacto entre calizas jurásicas y calcarenitas miocenas. La cavidad más profunda de la que se tiene constancia es una sima ubicada en las inmediaciones del Pico del Viento, en Sierra Blanquilla (Fig. 2.14), con un desarrollo vertical de algo más de 50 m de profundidad.

Los relieves desarrollados sobre las formaciones carbonáticas jurásicas muestran diferencias geomorfológicas significativas en el área de estudio. Así, en el altiplano de Sierra Hidalgo (detalle superior izquierdo en la Fig. 2.14), las calizas del Jurásico superior (Fm. Torcal) presentan un modelado de tipo ruiforme (Figs. 2.4B y 2.18A), con morfologías en torre, pilas de platos, tornillos, etc. Por otro lado, en otras zonas elevadas, como en el Pico del Viento (Figs. 2.14), la disposición horizontal de las calizas, en estratos de espesor métrico, permite reconocer un modelado “en bancos” (Fig. 2.18B), a modo de escalones, en la charnela anticlinal de Sierra Blanquilla.

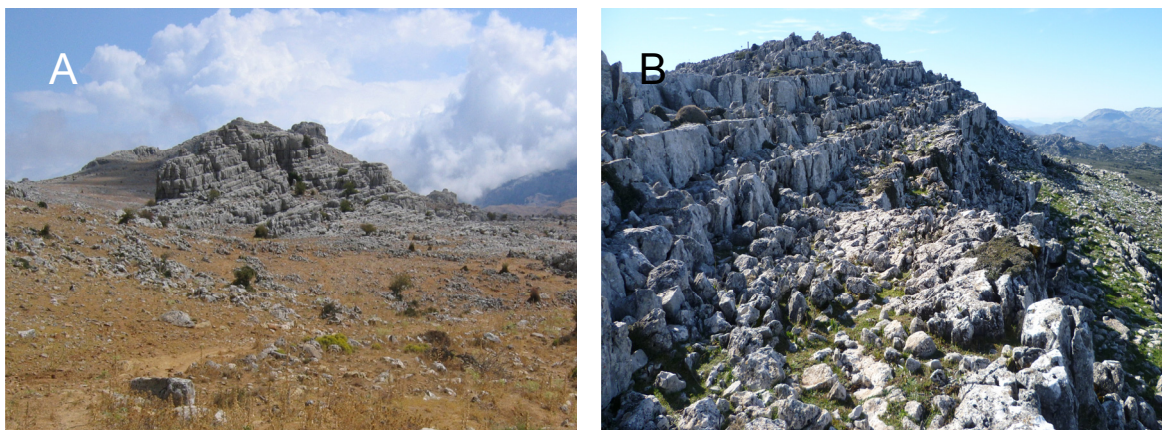


Figura 2.18. Modelados kársticos en la Serranía oriental de Ronda: (A) de tipo ruiniforme, en el altiplano de Sierra Hidalga y (B) “en bancos”, con estratos de espesor métrico, en el Pico del Viento (Sierra Blanquilla).

El encajamiento de la red fluvial en terrenos kársticos también genera formas características del relieve, generalmente a favor de zonas de fractura. El ejemplo más evidente que existe en el área de estudio es el del Río de la Venta (Fig. 2.14), que ha dado lugar al denominado Tajo del Molino (Fig. 2.19A). El río ha diseccionado la Sierra de Peñarrubia, de N a S, y ha originando un cañón de más de 100 m de profundidad. Existe otro ejemplo, de menor entidad, como el del Arroyo de Buenavista (cuenca alta del Río Turón), en el tramo que recorre el extremo NE de Sierra Hidalga, al S del Valle de Lifa (Figs. 2.14 y 2.19B).



Figura 2.19. (A) Vista -desde el S- del Tajo del Molino (Sierra de Peñarrubia), originado por el Río de la Venta. (B) Encajamiento del Arroyo de Buenavista, afluente del Río Turón, en las calizas del extremo NE de Sierra Hidalga.

2.4.5 Depósitos travertínicos

En el área de estudio existen afloramientos travertínicos, la mayoría de ellos ubicados en la cuenca del Río Guadalteba, al NE de la Sierra de Colorado y al S de las de Teba y Peñarrubia. Estos travertinos (Figs. 2.14, 2.20 y 2.21) corresponden a los del Valle de Lifa, Cuevas del Becerro, La Mesa, Serrato (Llano Alto) y Río de la Venta. Todos ellos, a excepción del primero, han sido descritos y datados mediante el método del ^{14}C por Cruz-Sanjulián (1981).

2.4.5.1 Principales características de los complejos travertínicos

▪ El travertino del Valle de Lifa

El afloramiento está localizado en el límite meridional de Sierra Blanquilla, a unos 2,5 km al sur del Pico del Viento (Fig. 2.14, gráfico superior izquierdo de la figura 2.20, y corte geológico A de la figura 2.21). Se trata de dos depósitos travertínicos que ocupan una superficie aproximada de 0,5 km² sobre calizas y dolomías jurásicas, entre las cotas 750 m s.n.m. y 950 m s.n.m. Las dos masas travertínicas parecen haber sido fuertemente erosionadas, por lo que su espesor, aunque incierto, tuvo que superar al que se observa en la actualidad (20-30 m).

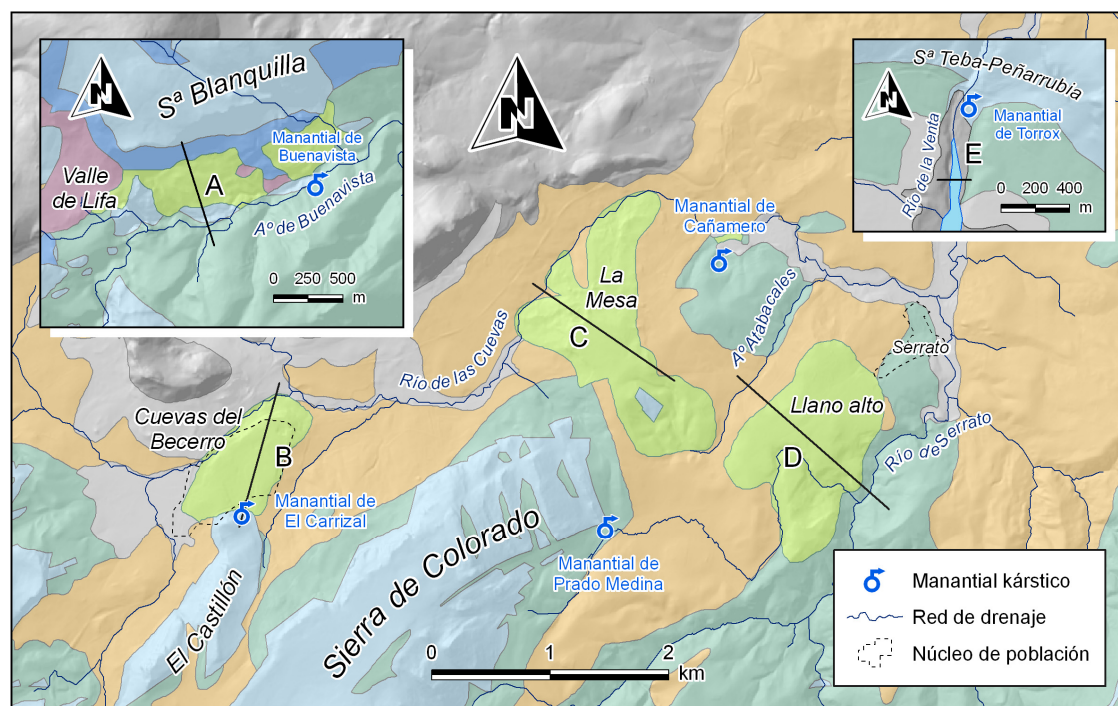


Figura 2.20. Depósitos travertínicos (A, B, C, D y E) del área de estudio. Las litologías corresponden con las representadas en el mapa geológico adjunto a esta Memoria. La situación de los afloramientos de travertinos en el área de estudio se muestra en la figura 2.14.

▪ *El travertino de Cuevas del Becerro*

Sobre el afloramiento travertínico se asienta la población de la que toma el nombre, a una altitud media de 725 m s.n.m. (Figs. 2.14 y 2.20 y corte geológico B de la figura 2.21). De planta casi elíptica, la masa travertínica queda limitada al N por el Río de las Cuevas (680 m s.n.m., en este sector) y por el borde más septentrional del Cerro del Castillón. En esta zona de contacto con los materiales jurásicos emerge el manantial del Carrizal, a una cota aproximada de 735 m s.n.m. El espesor máximo de los travertinos se estima en 45-50 m. Cruz-Sanjulián (1981) le atribuyó una edad de 25.000-27.000 años.

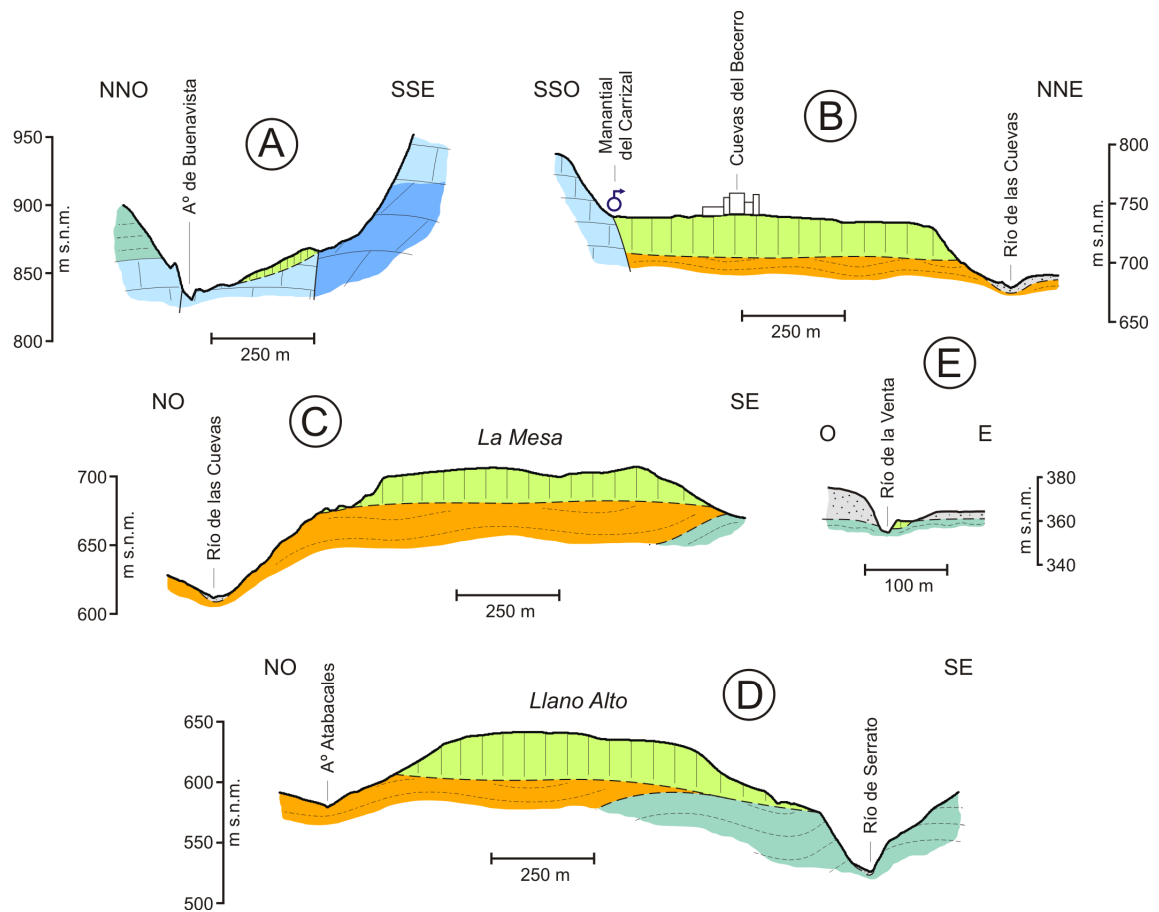


Figura 2.21. Cortes geológicos de los afloramientos de travertinos del área de estudio: Valle de Lifa (A), Cuevas del Becerro (B), La Mesa (C), Serrato (D) y Río de la Venta (E). Las litologías corresponden a las representadas en la figura 2.20 y en el mapa geológico adjunto.

▪ *El travertino de la Mesa*

Este afloramiento se localiza a escasos 500 m al NE del cierre periclinal de la estructura plegada de Sierra de Colorado (Figs. 2.14 y 2.20 y corte geológico C de la figura 2.21). El techo de la formación alcanza una altitud máxima de 715 m s.n.m. y el muro está a cota 680-690 m s.n.m., por lo que el espesor es de aproximadamente 25-35 m. El depósito travertínico

queda limitado al N por el Río de las Cuevas, cuyo cauce se encuentra -en este sector- a una altitud comprendida entre 540 y 620 m s.n.m. En el contacto entre los materiales jurásicos y cretácicos, y a una cota similar a la culminación del Cerro de la Mesa, no se ha constatado la presencia actual de surgencias kársticas. Las dataciones efectuadas por Cruz-Sanjulián (1981) permiten asignarle una edad absoluta de 27.000-29.000 años.

- *El complejo travertínico de Serrato (Llano Alto)*

Está constituido por dos afloramientos de travertinos, situados en las proximidades de la población de Serrato (Figs. 2.14 y 2.20 y corte geológico D de la figura 2.21). Son los más orientales de todos los relacionados con la descarga de agua subterránea de las sierras de Colorado, Merinos y Carrasco. El depósito travertínico de mayor extensión (1,5 km²) y potencia (50-60 m) es el que se encuentra justo al SO del núcleo urbano, a una altitud máxima de 655 m s.n.m. Está limitado al E por el Río de Serrato, cuyo cauce discurre, a su paso por el afloramiento, entre las cotas 510 y 550 m s.n.m. A tan sólo 1 km al O de la formación travertínica, en el contacto entre las calizas jurásicas y las margocalizas, se sitúa la surgencia de Prado Medina, de tipo *trop plein*, a una cota de 660 m s.n.m. Según Cruz-Sanjulián (1981), la edad absoluta de este travertino es de 13.400-14.000 años.

A una altitud próxima a la cota de descarga del manantial de Cañamero, 540 m s.n.m., se localiza el segundo afloramiento travertínico de Serrato (Fig. 2.20), con una superficie inferior a 0,1 km². Presenta una potencia mínima de 2 m.

- *El travertino del Río de la Venta*

Al S de las sierras de Teba y Peñarrubia se localiza el último de los travertinos considerados, en la margen izquierda del Río de la Venta, aguas abajo del manantial de Torrox (Fig. 2.14, gráfico superior derecho de la figura 2.20 y corte geológico E de la figura 2.21). En concreto, el afloramiento, de aproximadamente 0,1 km² y un espesor variable entre 2 y 4 m, se asienta sobre depósitos de terrazas aluviales cuaternarias. Es el travertino más moderno, con una edad comprendida entre 8.700 y 9.000 años (Cruz-Sanjulián, 1981).

2.4.5.2 Consideraciones derivadas del análisis de los complejos travertínicos

Los travertinos del Valle de Lifa, de los que no se tiene una referencia geocronológica, deben superar fácilmente el límite superior de edad del resto de afloramientos, habida cuenta de su elevada altitud y su avanzado estado de erosión.

La relación existente entre la altura de los travertinos y su edad, que se deduce de los afloramientos de Cuevas del Becerro, de la Mesa y de Serrato (incluso del depósito reciente

junto al manantial Cañamero), es indicativa del encajamiento progresivo de la red kárstica en el interior de los macizos carbonáticos, que se lleva a cabo con velocidades de encajamiento variables, según los períodos y sectores considerados (Cruz-Sanjulián, 1981): 0,5 mm/año en el sector del Río de la Venta, ~1 mm/año en el de Cuevas del Becerro y 7,5 mm/año en el área de La Mesa-Serrato, desde 28.000 a 13.500-14.000 años, y 8,5 mm/año, de 13.500-14.000 años a la actualidad.

El conjunto de travertinos Cuevas del Becerro-La Mesa-Serrato parece haber compartido una evolución similar de depósito, especialmente en el caso de los dos primeros, debido a las semejanzas en cuanto a cotas de techo y muro, potencia y edad absoluta. De hecho, estos afloramientos han debido depositarse a partir del drenaje de las aguas subterráneas de las sierras de los Merinos, Colorado y de Carrasco. De acuerdo con Cruz-Sanjulián (1981), la evolución paleohidrogeológica de estos macizos podría resumirse como sigue:

1. Un nivel de base en torno a la cota 725 m s.n.m. permitió el drenaje de agua probablemente a partir de surgencias localizadas en el borde septentrional de los cerros del Castellón y de Juan Durán, hacia la actual cuenca del Río de las Cuevas (al N). Como resultado de este drenaje se depositaron los travertinos de Cuevas del Becerro y de la Mesa, cuya morfología, con varios lóbulos orientados hacia el cauce del río, podría explicarse por el drenaje desde la vertiente N de sendos macizos.
2. La karstificación del macizo evolucionó durante aproximadamente 14.000 años, de manera que la red de conductos kársticos se reinstaló 60 m por debajo del primer primitivo, hasta la cota 655 m s.n.m. Ésta coincide aproximadamente con la cota de surgencia del manantial de Prado Medina, que debió funcionar como surgencia permanente, aunque en la actualidad es de tipo *trop plein*. Durante otros 14.000 años se generó el depósito travertínico de Serrato, a partir de un drenaje que, en este caso, se produjo hacia el Río de Serrato, situado al E. Mientras tanto, comenzaron a configurarse los relieves de la cuenca alta del Guadalteba, incluido el Cerro de la Mesa.
3. A medida que el drenaje principal del acuífero profundizó hasta una cota próxima a 540 m s.n.m., a la que se encuentra el manantial de Serrato, 115 m más bajo que el nivel anterior, el relieve se configuró tal y como se conoce en la actualidad. Un tercer afloramiento, el travertino próximo al manantial anteriormente citado, está asociado al actual nivel de base.

3. CLIMATOLOGÍA

3.1. GENERALIDADES SOBRE LA DINÁMICA DE LAS PRECIPITACIONES Y LA TEMPERATURA A ESCALA REGIONAL

La distribución de las precipitaciones en el S de España está condicionada por dos factores principales (IGME-Junta de Andalucía, 1998): la dinámica global de los flujos de aire, que engloba dos modelos generales de circulación de masas nubosas sobre la Península Ibérica basados en los sistemas ciclónicos y anticiclónicos, y el relieve.

El régimen climático de la comunidad andaluza, influenciado por la proximidad del Océano Atlántico y del Mar Mediterráneo, se caracteriza por la irregularidad de las precipitaciones, prácticamente ausentes durante la época estival, y por la disminución generalizada de éstas de oeste a este. Por ejemplo, los valores de precipitación anual que se registran en Grazalema, en la provincia de Cádiz (zona húmeda), son superiores a 2.000 mm, mientras que en la región de cabo de Gata, en la provincia de Almería (zona árida), la precipitación puede ser inferior a 200 mm. En áreas geográficas intermedias (provincias de Málaga y Granada) se lleva a cabo la transición pluviométrica, donde las precipitaciones anuales están comprendidas entre 300 y 800 mm/año.

De acuerdo con la distribución de las precipitaciones en el S peninsular, en la provincia de Málaga (Senciales, 2007) pueden distinguirse cuatro áreas pluviométricas (Fig. 3.1):

- *Hiperhúmeda* (Pm ~1.500 mm/año): de muy reducida extensión, se extiende por el extremo occidental de la provincia, en el límite con la de Cádiz.
- *Húmeda* (Pm ~1.000 mm/año): incluye la mayor parte de la Serranía de Ronda, región en la que se enmarca el área de estudio, y algunas zonas del borde oriental de la provincia.
- *Subhúmeda* (Pm ~700 mm/año): comprende las zonas limítrofes, al sur y al norte, con la Serranía de Ronda (costa occidental e inmediaciones de Ronda). Además, esta región pluviométrica incluye las zonas más elevadas inmediatamente al N de la ciudad de Málaga y varios sectores del tercio oriental de la provincia.
- *Seca* (Pm ~500 mm/año): ocupa algo menos de la mitad de la provincia. Se extiende por la región de Antequera, valle del río Guadalhorce, zonas de baja y media altitud de la parte central de la provincia y por la costa centro-oriental de la provincia de Málaga.

La Serranía oriental de Ronda forma parte de dos áreas climáticas bien diferenciadas. Al SO, las sierras Hidalga y Blanquilla pertenecen a la zona húmeda, con precipitaciones anuales medias superiores a 900 mm, mientras que al este, las sierras de los Merinos, Colorado, Carrasco, Ortégicar, Teba y Peñarrubia se incluyen en un contexto pluviométrico subhúmedo a seco, con precipitaciones de 800 a 500 mm.

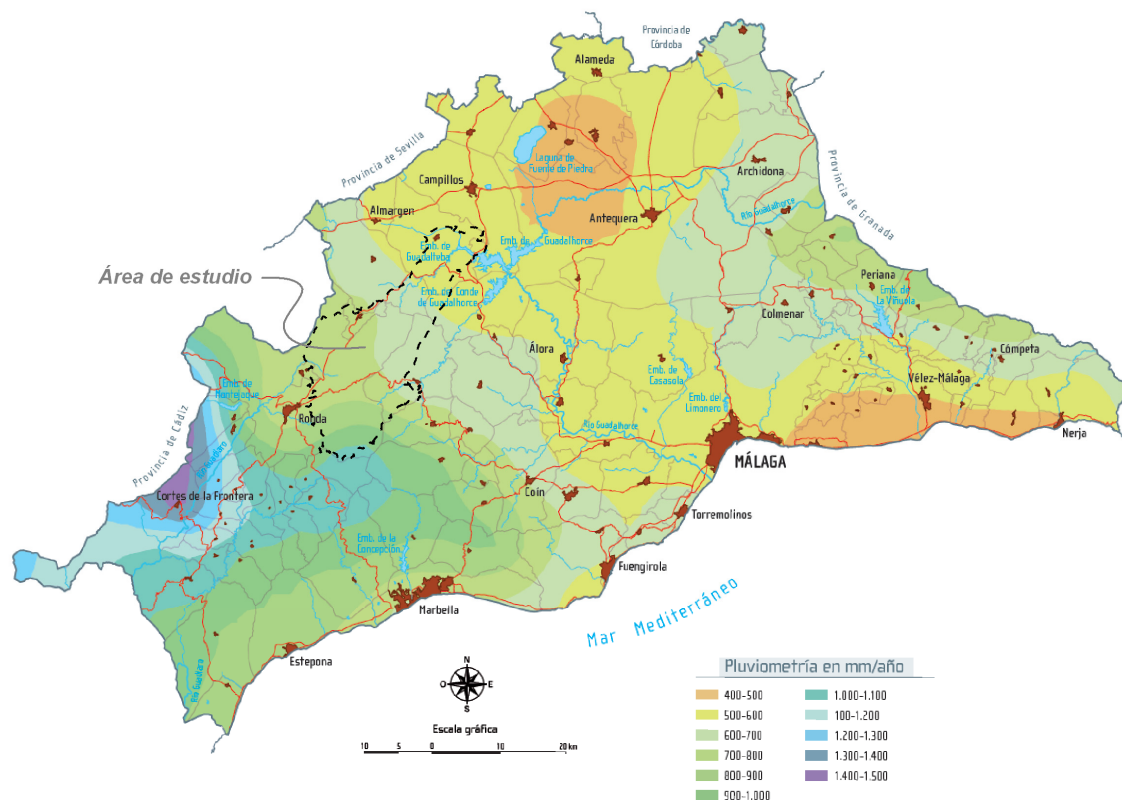


Figura 3.1. Mapa de precipitaciones de la provincia de Málaga (modificado de Senciales, 2007), en el que se indica la situación del área de estudio.

Los valores de temperatura en la provincia de Málaga están influenciados por la latitud, la proximidad al mar y las características del relieve (Fig. 3.2). La latitud es prácticamente una constante a escala provincial. Esto favorece la homogeneidad en las temperaturas medias anuales de la provincia, que están comprendidas entre 17 y 19 °C, en las zonas de costa y valle del Bajo Guadalhorce, y valores inferiores a 14 °C, en la sierra de las Nieves, al SE de la ciudad de Ronda. Los otros dos factores están, en cierto modo, interrelacionados. La influencia mediterránea queda patente de forma general en todo el territorio provincial, ya que suaviza las temperaturas a lo largo del año, mientras que la configuración y orientación de los relieves más elevados originan barreras físicas que modifican localmente la regulación térmica ejercida por el mar. La atenuación de las temperaturas extremas decrece conforme aumenta la distancia de la costa y es casi inexistente en zonas de interior.

El área de estudio presenta una distancia mínima de 40 km respecto a la costa y se caracteriza por un clima de tipo continental mediterráneo, en el que los valores de temperatura media anual varían, de SO a NE (de mayor a menor altitud), desde 11-13 °C, en las áreas próximas a sierra Hidalga (Fig. 3.2), hasta 16-17 °C en la comarca del Guadalteba (embalses del Guadalteba, Guadalhorce y Conde de Guadalhorce).

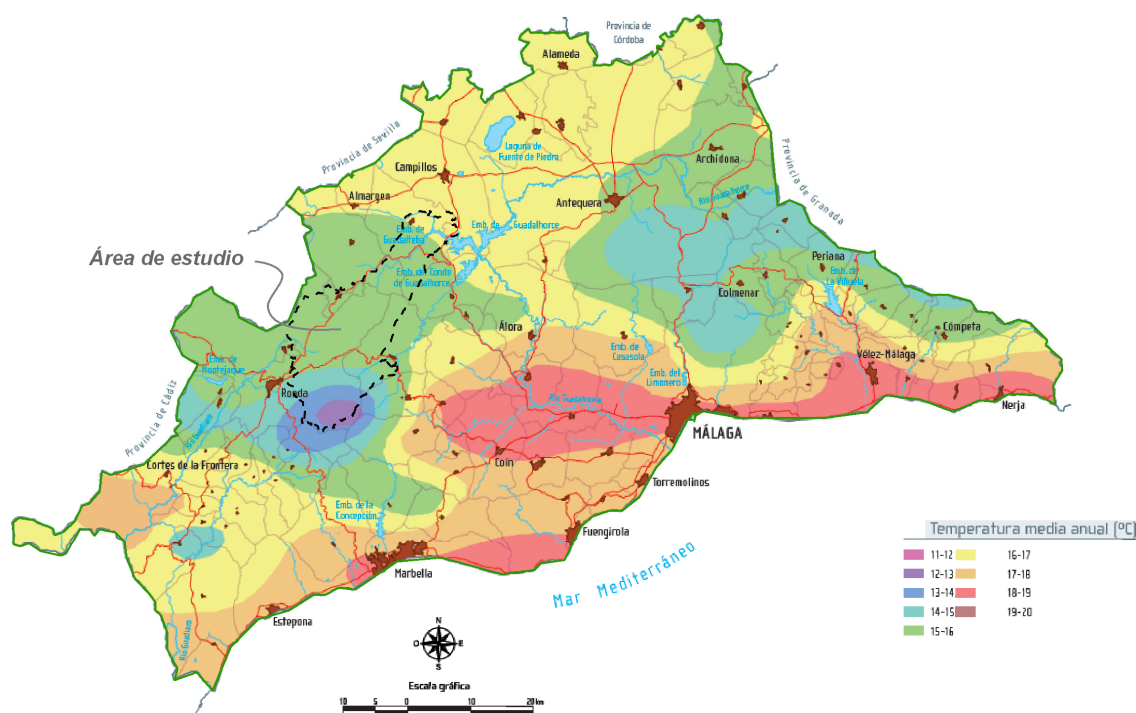


Figura 3.2. Distribución de la temperatura del aire en la provincia de Málaga (modificado de Senciales, 2007).

3.2. ANÁLISIS DE LAS SERIES HISTÓRICAS DE PRECIPITACIÓN CORRESPONDIENTES AL PERÍODO 1964/65-2010/11

3.2.1. Análisis y tratamiento de datos

La red de control pluviométrico disponible en el área de estudio consta de 22 estaciones meteorológicas (Tab. 3.1), la mayoría de ellas (19) pertenecientes a la Demarcación Hidrográfica de las Cuencas Mediterráneas Andaluzas (DHCMA). De las 3 restantes, una (129-SAIH) fue recientemente instalada por el Servicio Automático de Información Hidrológica (SAIH) de la Red Hidrosur, dependiente de la Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio de la Junta de Andalucía, y las otras dos (GHUMA-1 y GHUMA-2) fueron equipadas por el Grupo de Hidrogeología de la Universidad de Málaga

(GHUMA) con motivo de la presente investigación (Fig. 3.3). Los dispositivos de medida de la DHCMA cuentan con un registro de lluvia diario, mientras que los correspondientes a los otros dos organismos toman los datos con una periodicidad menor: horaria (SAIH) y cada 15 minutos (GHUMA).

Estación pluviométrica	Referencia	Coordenadas UTM (m)		Altitud (m s.n.m.)	Período de registro	Nº años de registro	Nº años incompletos	Precip. media completos (mm)
		X	Y					
Ronda-CSE	0163	306.397	4.068.473	660	1939/40 - 2010/11	72	20	627
Ronda-OP	0371	306.291	4.069.246	720	1975/76 - 2000/01	26	6	623
Arriate	0029	309.267	4.074.730	596	1947/48 - 2010/11	64	2	632
Parchite	0144	311.828	4.076.153	755	1945/46 - 2010/11	66	5	658
El Saltillo	0306	316.946	4.080.112	880	1967/68 - 1989/90	23	9	856
Quejigales	0426	317.062	4.062.380	1.290	1991/92 - 2009/10	19	10	1.194
Cuevas del Becerro	0072	317.752	4.083.024	735	1944/45 - 2010/11	67	2	782
Las Pilas	GHUMA-1	318.377	4.078.540	765	2007/08 - 2009/10	3	0	815
Lifa	0116	318.583	4.069.686	1.005	1946/47 - 1996/97	51	13	778
El Taramal	0210	319.100	4.064.803	1.190	1946/47 - 1991/92	46	7	1.076
Cañete la Real	0271	319.916	4.091.611	742	1964/65 - 2010/11	47	16	601
Almargen	19	320.281	4.097.154	502	1944/45 - 2010/11	67	1	520
Añoreta	GHUMA-2	322.077	4.074.456	965	2007/08 - 2009/10	3	0	957
El Burgo	0045	326.471	4.073.283	575	1942/43 - 2007/08	66	5	606
Río Guadalteba	129-SAIH	328.370	4.089.219	400	2008/09 - 2009/10	2	0	550
Teba-pueblo	0272	329.136	4.094.812	550	1964/65 - 2010/11	47	2	478
Teba-colegio	0372	329.387	4.094.961	580	1980/8 - 2007/08	27	1	434
La Higuera	0367	331.300	4.079.199	475	1972/73 - 2010/11	39	5	552
Embalse del Guadalteba	0099	334.769	4.091.926	340	1939/40 - 1989/90	51	18	375
Ardales	0360	335.981	4.084.194	360	1971/72 - 2010/11	40	1	499
Emb. Conde de Guadalhorce	0075	339.379	4.089.120	345	1943/44 - 2010/11	68	2	474
Emb. Guadalhorce-Guadalteba	0403	339.865	4.090.107	370	1989/90 - 2010/11	22	3	505

Tabla 3.1. Características principales de las estaciones pluviométricas ubicadas en el área de estudio.

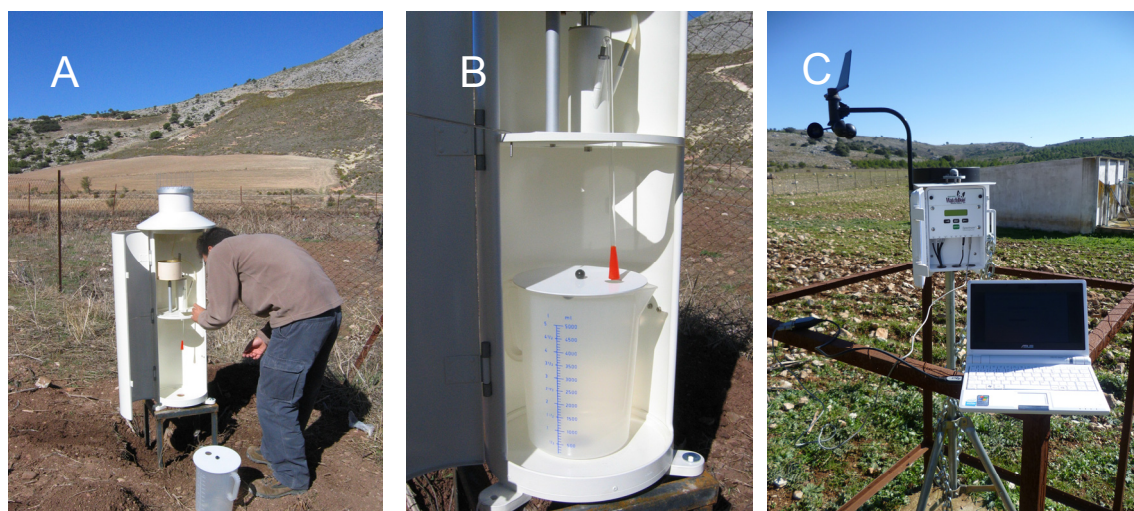


Figura 3.3. Estaciones pluviométricas: (A y B) Pluviógrafo y (C) estación meteorológica automática, instalados con motivo de la presente investigación en los cortijos de Las Pilas (S de sierra Colorado) y de Añoreta (altiplano de sierra Blanquilla), respectivamente.

La distribución de las estaciones de medida es relativamente irregular en la zona de estudio (Fig. 3.4). Existe mayor representación en los bordes de los macizos carbonáticos, en los núcleos urbanos y en las zonas deprimidas topográficamente y/o de valle. Sólo 5

estaciones pluviométricas/termopluviométricas (Lifa, Añoreta, El Saltillo, Teba-pueblo y Teba-colegio) están localizadas sobre las partes más altas de las principales sierras. No obstante, en conjunto, cubren un rango altitudinal comprendido entre 340 y 1.290 m. Las características principales de cada una de las estaciones consideradas se resumen en la tabla 3.1 y su ubicación geográfica se muestra en la figura 3.4.

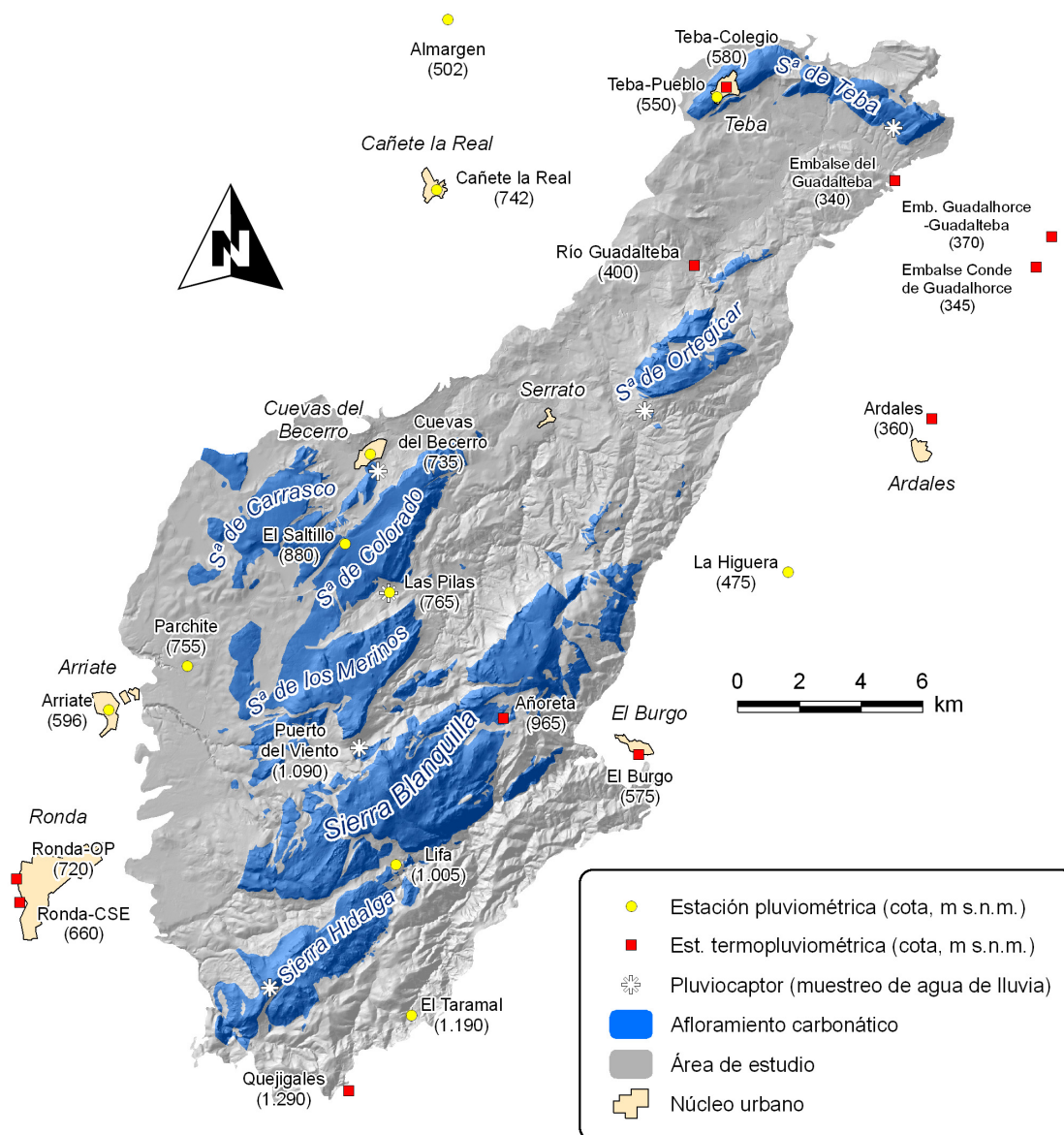


Figura 3.4. Situación de las estaciones pluviométricas y termopluviométricas en el área de estudio, así como de los puntos de muestreo del agua de lluvia para análisis hidroquímico e isotópico.

La longitud de las series de datos pluviométricos varía según las estaciones consideradas (Tab. 3.1), con un período de registro comprendido entre 2 (Río Guadalteba) y 72 años (Ronda-CSE). El valor promedio de años de registro en las 22 series de precipitación es 43, con 12 estaciones que superan esta cifra y otras 14 que presentan más de 30 años de

datos. Sin embargo, en todas ellas, salvo en las estaciones recientemente instaladas, existen años en los que faltan datos de precipitación. Las estaciones con el período de datos más largo y el mínimo número de años incompletos son: Embalse Conde de Guadalhorce (68 años de registro y 2 incompletos), Almargen (67 y 1) y Cuevas del Becerro (67 y 2). Las estaciones pluviométricas que presentan más años de registro, pero también más incompletos, son: Ronda-CSE, con 72 años, de los que 20 están incompletos, y Embalse del Guadalteba con 51 años de registro y 18 en los que faltan datos. Hay varias estaciones con más de 10 años incompletos: Lifa (13), Cañete la Real (16), Embalse del Guadalteba (18) y Ronda-CSE (20). Las estaciones que se instalaron durante el período de investigación cuentan con series de datos más cortas, aunque completas. Son las estaciones de Las Pilas, Añoreta y Río Guadalteba, con 3 años de registro en las dos primeras y 2 en la última.

El primer paso en el tratamiento de los datos históricos de precipitación ha consistido en la identificación de lagunas en los registros de datos originales, primero en las series mensuales y, seguidamente, en las anuales. La tabla 3.2 muestra los valores de precipitación anual registrados en cada una de las 22 estaciones existentes. A continuación, se ha procedido al completado de las series de datos mediante regresión lineal entre pares de estaciones que presentan el mayor coeficiente de correlación. Con ello se ha pretendido unificar las series de datos de precipitación, de manera que puedan ser comparables entre sí para un determinado período de tiempo.

Tras un primer análisis, se ha seleccionado la información procedente de 11 de las 22 estaciones de la red de control, atendiendo a la longitud de la serie, número de años incompletos y a la distribución espacial de las mismas. En concreto, las estaciones pluviométricas son (Tab. 3.3): Ronda-CSE, Arriate, Parchite, Cuevas del Becerro, El Taramal, Almargen, El Burgo, La Higuera, Ardales, Teba-Pueblo y Embalse Conde de Guadalhorce. El período de estudio (histórico) consta de 46 años hidrológicos, desde 1964/65 a 2009/10. En la tabla 3.3 se resumen los principales resultados obtenidos, destacando en negrita los datos completados. En determinadas estaciones, como en Ronda-CSE y Teba-pueblo, la correlación de los datos se ha realizado teniendo en cuenta estaciones muy próximas (Ronda-OP y Teba-colegio; Tab. 3.1), distantes entre 100 y 250 m, cuyos datos de precipitación presentan una gran similitud.

Finalmente, el último paso llevado a cabo en el análisis de datos pluviométricos ha consistido en aplicar el método de dobles masas a las series de datos ya completadas (Tab. 3.3), para la detección y corrección de errores, sistemáticos y/o accidentales, en el registro de los datos. No se han detectado errores en las estaciones consideradas.

Año hidrológico	Ronda-CSE	Ronda-OP	Arriate	Parchite	El Saltillo	Quejigales	Cuevas del Becerro	Las Pilas	Lifa	El Taramal	Cañete la Real	Almargen	Añoreta	El Burgo	Río Guadalteba	Teba-pueblo	Teba-colegio	La Higuera	Embalse del Guadalteba	Ardales	Embalse Conde de Guadalhorce	Emb. Guadalhorce- Guadalteba
1939/40	602																		475			
1940/41																						
1941/42																						
1942/43	661													583								
1943/44	560													814								
1944/45							457					295		312								
1945/46	688			710			949					704		722							486	
1946/47	661			871			1034		880	1431		843		722							469	
1947/48	762		664	776			832		787	1338		631		656							421	
1948/49			567	433			570		615			397		496							364	
1949/50	290		380	423			459		517	746		400		352					223		286	
1950/51	489		712	695			914		748			638		601					288		360	
1951/52	688		660	751			911		671			619		714					310		379	
1952/53	462		497	442			500		461			381		589					234		365	
1953/54	543		498	494			587		672			403		560					242		343	
1954/55	712		766	769			807		850			575		658					321		413	
1955/56	927		898	835			969		968			653		862					312		576	
1956/57	360		450	411			487			445		336		470					257		337	
1957/58	467		459				640		527	656		364		539					404		394	
1958/59	638		711				743		520	1070		298		705					409		549	
1959/60	912		1022	885			1249		826	1464		396		801					496		557	
1960/61			749				864		537	922		299		535					279		383	
1961/62				1019			1071		901	1318		403		985					496		651	
1962/63	1139		1231	1259			1354		964	1849		568		1137							777	
1963/64	909		918	838			1105		828	1078		523		768							597	
1964/65	419		465	311			793		1180	1140	637	335		516		409			394		443	
1965/66	555		630	562			919		1557	1312	710	562		561		468			323		449	
1966/67	502		399	451			593		580	946	435	431		479		371			312		370	
1967/68	679		615	967	633		776		770	1094	553	517		559		581			502		449	
1968/69	1020		792	936	1180		1056		1242	1804	839	640		896		826			528		777	
1969/70	1023		869	760	1284		1232		1362	1530	880	842		1042		1058			634		703	
1970/71	850		785	766	843		964		798	1051	771	610		592		597			450		540	
1971/72	634		639	697	702		785		1153	926	643	453		666		510			382	410	443	
1972/73	504		549	572	864		671		1072	965	533	470		476		329		228	359	396	421	
1973/74	335		420	486	490		629		302	714	495	362		326		392			301	331	351	
1974/75	420		379	417			552		297	634	458	378		414		316			324	265	321	
1975/76	598	357	551	570	639		713		800	928	482	452		484		419			540	467	407	
1976/77	700	721	721	824	873		904		708	1031	652	495		444		538			506	530	490	
1977/78	559	719	602	799	882		869		753	1114	602	604		551		530			546	420	454	
1978/79	870	846	702	710	921		983		825	1298	774	619		1026		537			657	417	603	
1979/80	575	597		654			781		802	847	617	548		609		512			635	368		
1980/81	347	432	363	557			528		534	600	298	314		349		288			300	295	295	
1981/82	470	609	505	567			750		614	804	566	472		479		383	324		357	362	361	
1982/83	490	536	473	472			535		575	660	447	376		329		335	200		269	298	236	
1983/84	594	719	680	687			821		818	1027	735	606		620		472	529		577		493	
1984/85	656	729	596	614			763			1262		542		428		349	386		354		279	
1985/86	586	680	714	688	1076		907			1043		573		508		487	463				385	
1986/87	525	553	563	672	806		751			985	474	438		479		393	413		459		453	
1987/88	705	779	636	603						1257		574		674			522		687		658	
1988/89	483	350	423	553						953		633		629		513	474		613		604	
1989/90	996		797	932	1145		1122			1775		809		1190		844	865		1586		1212	
1990/91	717		682	614			694			1061		482		623		342	373		564		465	
1991/92	526	507	500	544			1060				882			540		420	396				469	
1992/93	434	417	407	422			792					375		401		274	312		419		366	
1993/94		466	523	448			825					386		396		320	332				409	
1994/95		282	273	299			417					331		260		189	236		246		248	
1995/96		992	889	1039			1803					901		1081		621	680		894		898	
1996/97		1016	977	944			1653		561			912				748	744		986		817	
1997/98		776	835	778			1386					702				479	487		602		553	
1998/99			304	274			552					255		200		139	151		286		188	
1999/00			543	521			1170					526				436	416				500	
2000/01			788	816			1504					645				550	536		706		468	
2001/02			451	460			562				486	410		446			387		451		434	
2002/03			617	618			710				611	522		484		433	435		388		373	
2003/04			715				746				816			856		623	575		833		842	
2004/05			263	238			295				382	266				238	238		310		286	
2005/06			519				519				598	450		404		384	387		390		354	
2006/07	593		545	581			677				565	468		613		432	422		529		527	
2007/08	561		641	568			623	589			501	447	834	766			406				515	
2008/09	664		667	753			815	730			564	678	795			428	491		614		507	
2009/10			1181	1124			1226	1126			962	1096	1243			672	929		1001		1161	

Tabla 3.2. Valores originales de precipitación anual (mm) de las estaciones situadas en el área de estudio, registrados durante el período 1939/40 – 2009/10.

3.2.2. Precipitación media anual. Determinación de años tipo

El cálculo de la precipitación media se ha efectuado a partir de las 11 estaciones con mayor número de datos disponibles, durante el período 1964/65–2009/2010 (Tab. 3.3). La precipitación media aritmética en el área de estudio es de 615 mm. El uso de la media aritmética en el tratamiento de datos de precipitación puede ser representativo en áreas donde el efecto del relieve (y por tanto de la altitud) sea despreciable. En el área investigada, donde las características del relieve (la altitud disminuye generalmente de O a E) influyen en las condiciones climáticas, también se ha calculado la precipitación media por planimetría de isoyetas, que ha resultado ser de 683 mm, cifra ésta relativamente mayor que la obtenida mediante la media aritmética.

A partir del valor medio aritmético de la precipitación de cada una de las estaciones se han caracterizado los años hidrológicos del período histórico (Tab. 3.3). Así, un año se considera húmedo cuando su precipitación sobrepasa un 15 % el valor medio aritmética calculado para el período de tiempo estudiado, y se clasifica como año seco si la precipitación no excede el 85 % de la media anual. Los años de tipo medio se encuentran entre ambos límites. En la tabla 3.3 se muestran los años tipo para cada estación pluviométrica, diferenciados por colores: húmedo (azul), seco (amarillo) y medio (blanco).

El conjunto de datos de las estaciones muestra una cierta ciclicidad, en la que se alternan períodos húmedos y medios/secos, con una duración variable entre 4 y 8 años (Tab. 3.3). Esto se observa prácticamente hasta el año hidrológico 1997/98, a partir del cual la periodicidad parece acortarse. En la serie histórica se diferencian 10 años húmedos, 14 secos y 22 medios. El año hidrológico 2009/2010 es el más húmedo del registro de precipitaciones en el área de estudio, con un valor de precipitación media de 1.133 mm. No obstante, el año 1989/90 también resulta uno de los más húmedos, con prácticamente el mismo valor pluviométrico (1.132 mm). Por el contrario, el año hidrológico más seco es 1998/1999, con una precipitación media de 265 mm. En cualquier caso, en estos años con precipitaciones tan dispares (los más húmedos y secos del registro histórico), no en todas las estaciones se registran simultáneamente los valores máximos y/o mínimos históricos de precipitación, aunque sí ocurre en la mayoría de estaciones.

Año hidrológico	Ronda-CSE	Arriate	Parchite	Cuevas del Becerro	El Taramal	Almargen	El Burgo	La Higuera	Ardales	Teba-pueblo	Emb. Conde Guadalhorce	Precipitación media anual (mm)
1964/65	419	465	311	793	1140	335	516	513	456	409	443	527
1965/66	555	630	562	919	1312	562	561	519	461	468	449	636
1966/67	502	399	451	593	946	431	479	429	381	371	370	486
1967/68	679	615	967	776	1094	517	559	520	462	581	449	656
1968/69	1020	792	936	1056	1804	640	896	894	797	826	777	949
1969/70	1023	869	760	1232	1530	842	1042	809	721	1058	703	963
1970/71	850	785	766	964	1051	610	592	624	555	597	540	721
1971/72	634	639	697	785	926	453	666	462	410	510	443	602
1972/73	504	549	572	671	965	470	476	228	396	329	421	507
1973/74	335	420	486	629	714	362	326	301	316	392	351	421
1974/75	420	379	417	552	634	378	414	324	321	316	308	406
1975/76	598	551	570	713	928	452	484	540	407	419	434	554
1976/77	700	721	824	904	1031	495	444	506	490	538	519	652
1977/78	559	602	799	869	1114	604	551	546	454	530	434	642
1978/79	870	702	710	983	1298	619	1026	657	603	537	515	774
1979/80	575	925	654	781	847	548	609	635	487	512	501	643
1980/81	347	363	557	528	600	314	349	300	295	288	331	388
1981/82	470	505	567	750	804	472	479	357	361	383	372	502
1982/83	490	473	472	535	660	376	329	269	236	335	223	400
1983/84	594	680	687	821	1027	606	620	577	493	472	483	642
1984/85	656	596	614	763	1262	542	428	354	279	349	395	567
1985/86	586	714	688	907	1043	573	508	473	385	487	418	617
1986/87	525	563	672	751	985	438	479	459	453	393	507	566
1987/88	705	636	603	880	1257	574	674	687	658	479	616	706
1988/89	483	423	553	732	953	633	629	613	604	513	482	602
1989/90	996	797	932	1122	1775	809	1190	1586	1212	844	1195	1132
1990/91	717	682	614	694	1061	482	623	564	465	342	517	614
1991/92	526	500	544	600	882	450	540	529	469	420	502	542
1992/93	434	407	422	449	610	375	401	419	366	274	349	410
1993/94	425	523	448	588	781	386	396	405	409	320	426	464
1994/95	270	273	299	417	573	331	260	246	248	189	213	302
1995/96	936	889	1039	1173	1529	901	1081	894	898	621	846	982
1996/97	958	977	944	1274	1653	912	785	986	817	748	771	984
1997/98	857	835	778	943	1236	702	577	602	553	479	555	738
1998/99	277	304	274	341	473	255	200	286	188	139	181	265
1999/00	544	543	521	663	873	526	593	612	500	436	443	568
2000/01	789	788	816	796	1046	645	721	706	468	550	456	707
2001/02	461	451	460	562	752	410	446	451	434	416	403	477
2002/03	603	617	618	710	937	522	484	388	373	433	392	552
2003/04	711	715	739	746	978	588	856	833	842	623	781	765
2004/05	249	263	238	295	406	266	307	310	286	238	254	283
2005/06	452	519	450	519	707	450	439	390	354	384	349	456
2006/07	593	545	581	677	894	468	613	529	527	432	453	574
2007/08	561	641	568	623	838	447	766	608	515	406	343	574
2008/09	664	667	753	815	1082	678	569	614	507	491	409	659
2009/10	1154	1181	1124	1226	1623	1096	1257	1001	1161	929	710	1133
Media	615	611	632	763	1014	533	592	555	501	474	479	615
Máximo	1154	1181	1124	1274	1804	1096	1257	1586	1212	1058	1195	1133
Mínimo	249	263	238	295	406	255	200	228	188	139	181	265
Media*1,15	707	703	726	878	1166	614	681	639	577	545	551	708
Media*0,85	522	519	537	649	862	453	503	472	426	403	407	523
Años secos	16	16	13	14	13	18	19	18	18	17	15	14
Años medios	17	17	19	19	22	17	17	18	18	17	22	22
Años húmedos	13	13	14	13	11	11	10	10	10	12	9	10

Tabla 3.3. Datos de precipitación anual (mm) durante el período 1964/65-2009/10. Los valores en negrita corresponden a los datos completados mediante regresión lineal. Años tipo: húmedo (azul), seco (amarillo) y medio (blanco).

3.2.3. Distribución espacial de las precipitaciones. Isoyetas

El análisis de la distribución espacial de las lluvias se ha realizado a partir de los mapas de isoyetas correspondientes al año más húmedo (2009/10), al más seco (1998/99) y al año medio característico del período 1964/65-2009/10 (Figs. 3.5, 3.6 y 3.7). Para la realización de los mapas de isoyetas de los años tipo húmedo y seco, además de las 11

estaciones pluviométricas seleccionadas (Tab. 3.3), se han tenido en cuenta los datos de 5 estaciones adicionales que aparecen en la tabla 3.1 (Quejigales, Las Pilas, Cañete la Real, Añoreta y Río Guadalteba).

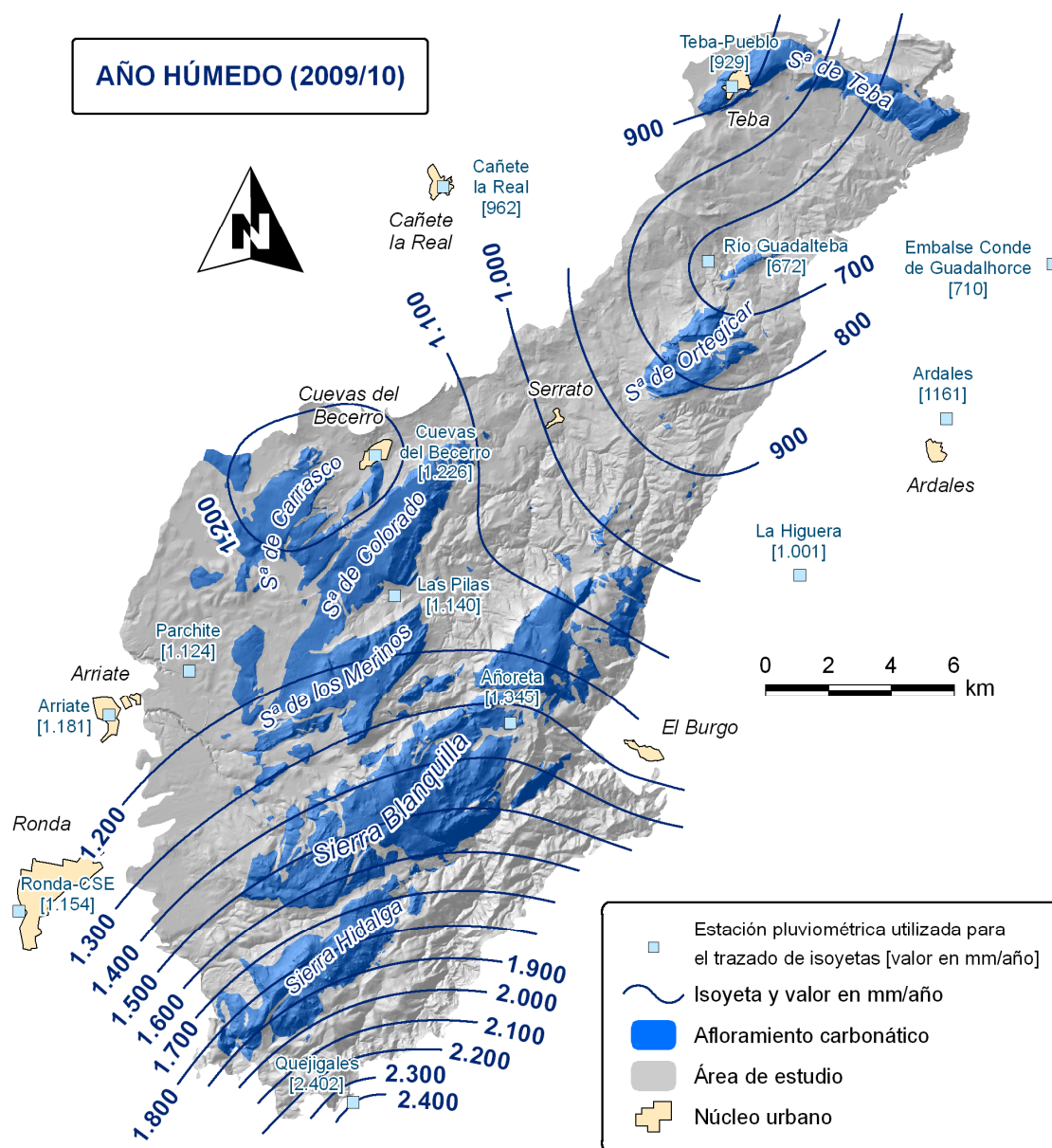


Figura 3.5. Mapa de isoyetas correspondiente al año 2009/10, el más húmedo (1.133 mm) del período 1964/65-2009/10.

El trazado de las curvas isoyetas es relativamente similar en los años seco y medio. Sin embargo, hay diferencias en el trazado de las isoyetas entre estos dos años y el año húmedo, en el que se aprecian isolíneas de precipitación más próximas entre sí hacia el S. Todos los años las precipitaciones son más elevadas en la parte meridional, donde se observa una mayor densidad de curvas isoyetas. Esto ocurre independientemente de la

cantidad de lluvia registrada en el área de estudio, hecho que se debe a la influencia de los relieves localizados al S (sierras Hidalga y Blanquilla), más elevados y con un mayor régimen pluviométrico.

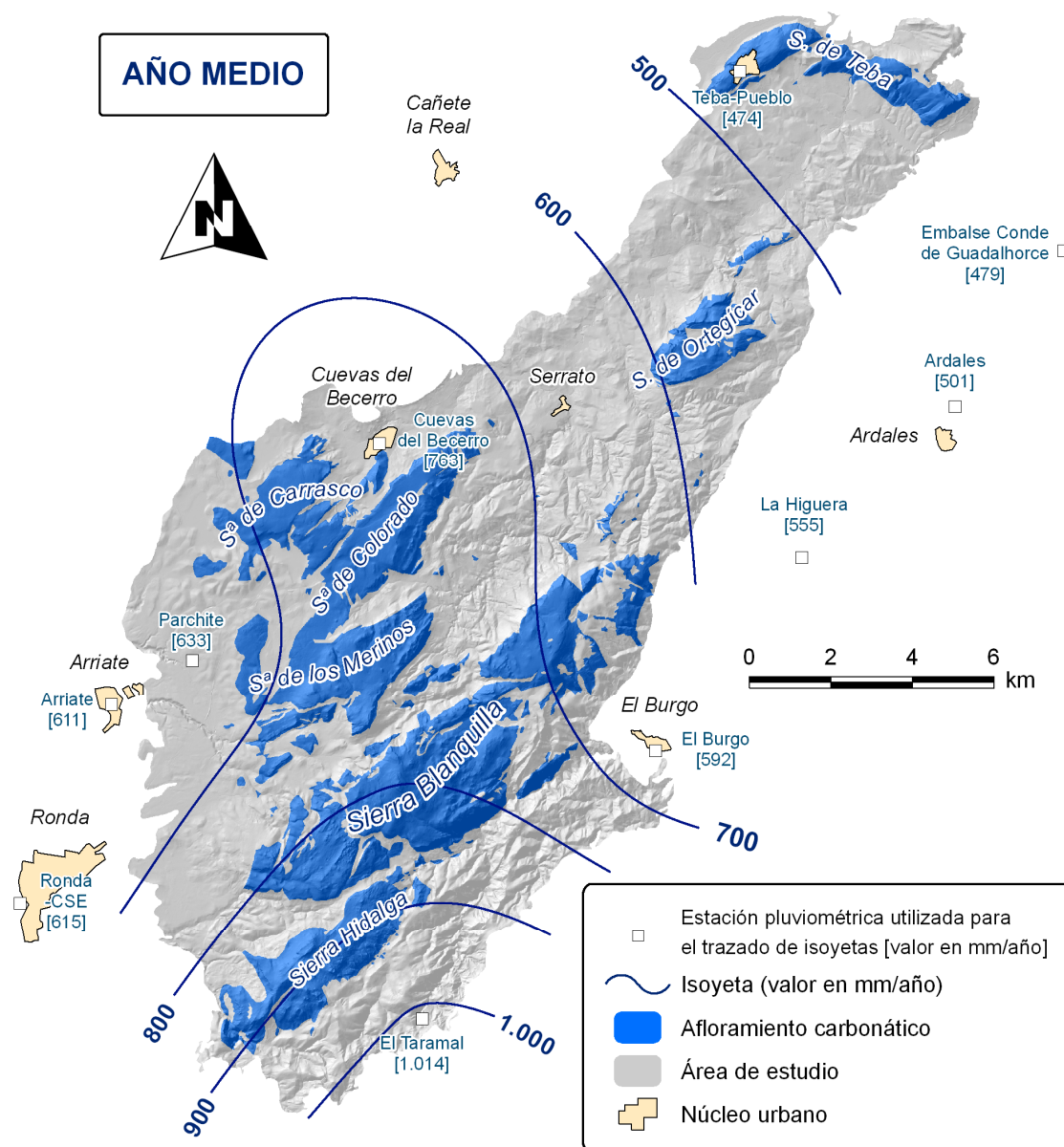


Figura 3.6. Mapa de isoyetas correspondiente al año medio del período 1964/65-2009/10, con una pluviometría de 615 mm (valor medio aritmético) y 683 mm (valor medio obtenido por planimetría de isoyetas).

Las precipitaciones más elevadas se registran en las estaciones pluviométricas de la zona meridional, en las sierras de Hidalga y Blanquilla (Tab. 3.3 y Figs. 3.5, 3.6 y 3.7). Entre éstas, la estación de El Taramal presenta el valor medio más alto, superior a 1.000 mm/año. Tanto en las estaciones pluviométricas situadas en el límite con la depresión de Ronda (al O), como en las ubicadas próximas a los embalses del Guadalteba (al NE), se detecta una disminución en el valor de precipitaciones registradas. Las estaciones de Teba-pueblo y

Embalse Conde de Guadalhorce muestran los valores mínimos, con precipitaciones medias por debajo de 500 mm/año.

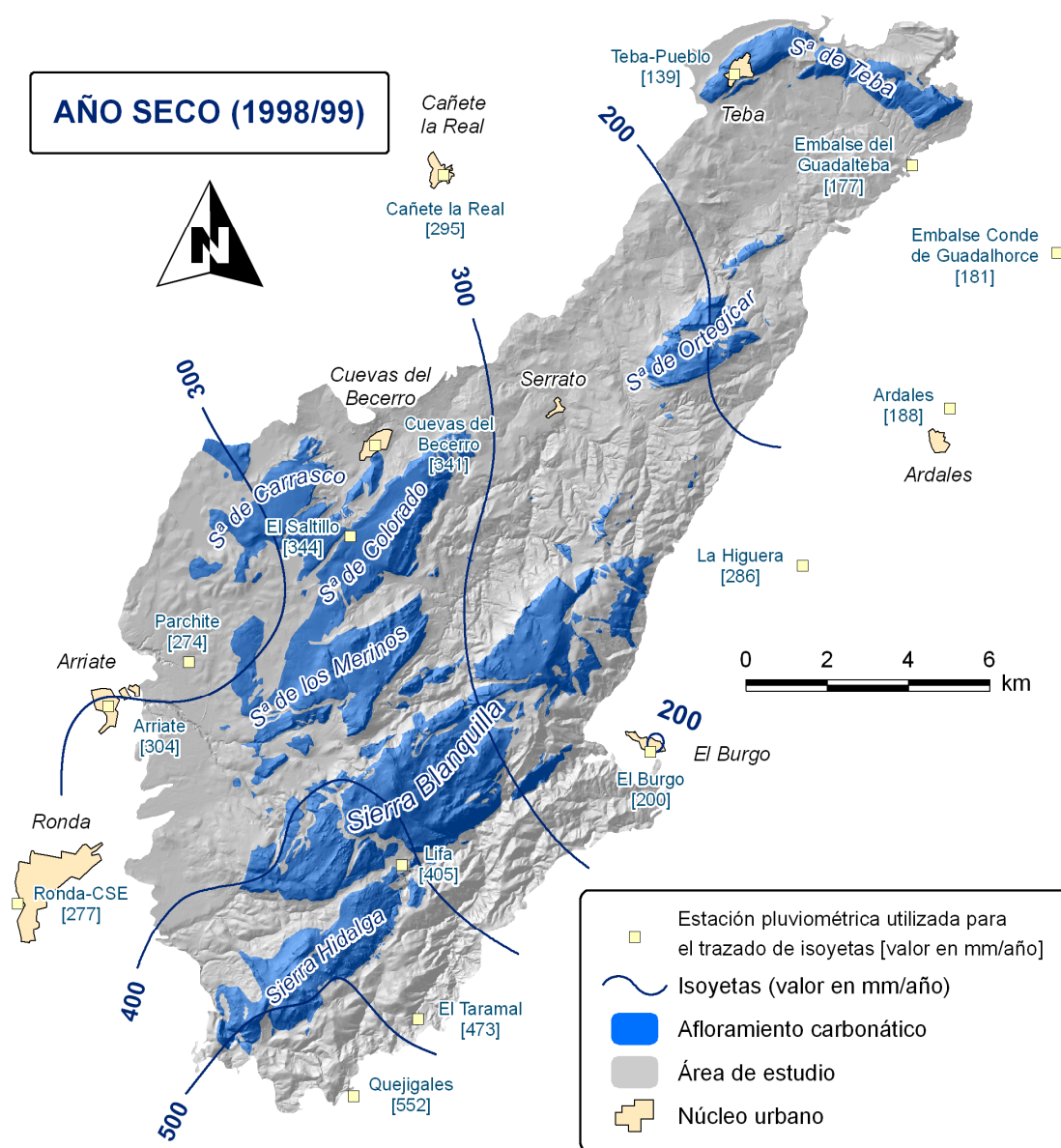


Figura 3.7. Mapa de isoyetas correspondiente al año 1998/99, el más seco (265 mm) del período 1964/65-2009/10.

En todos los años, la morfología de las curvas isoyetas muestra un “umbral o divisoria” pluviométrica con dirección N-S, siguiendo las cumbres de las sierras que constituyen el área de estudio. Este umbral es más acentuado en el año húmedo y se atenúa en los años de tipo seco y medio.

3.2.4 Gradiente pluviométrico

La figura 3.8 muestra la relación existente entre la altitud de las estaciones pluviométricas y la precipitación media en cada una de ellas, calculada a partir del período de registro histórico (1964/65-2009/10, Tab. 3.3). La cantidad de lluvia aumenta generalmente desde los límites O y E hacia la parte central y S del área de estudio. El efecto barrera de las áreas montañosas sobre las precipitaciones se aprecia en la parte S de Sierra Hidalga y en la zona central de la Sierra de los Merinos (Figs. 3.5 a 3.7), en cuyas estaciones más representativas (El Taramal y Cuevas del Becerro) se observan máximos pluviométricos locales influenciados por la orografía.

La relación de dependencia entre la pluviometría y la altitud de las estaciones viene determinada por el gradiente pluviométrico. En el área de estudio, el gradiente calculado es de 66 mm/100 m de altitud (Fig. 3.8), valor éste similar al calculado por Liñán (2003) en la cercana Sierra de las Nieves, situada inmediatamente al S de Sierra Hidalga.

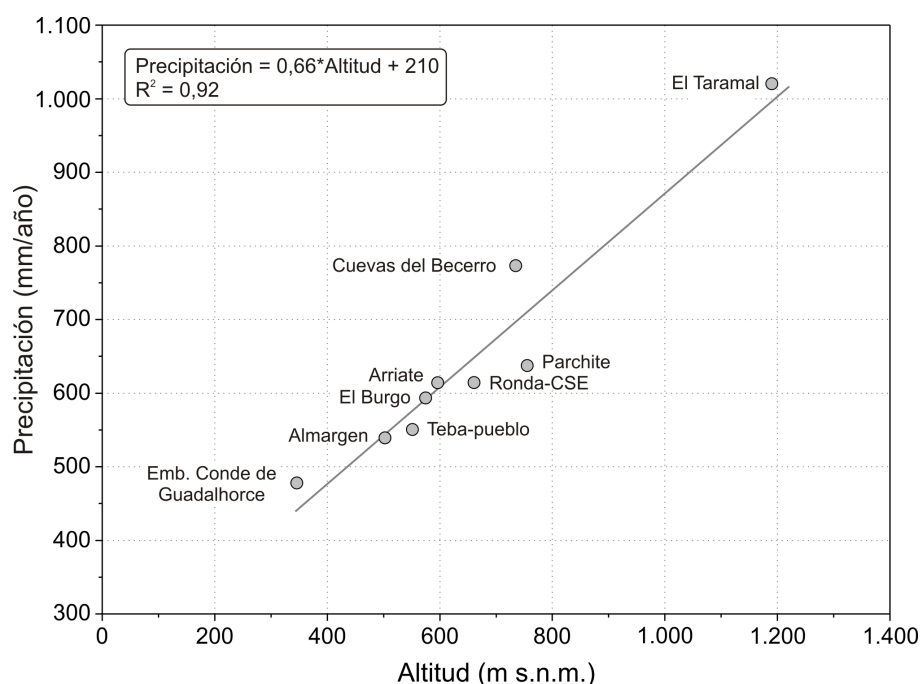


Figura 3.8. Relación entre la precipitación media y la altitud de las estaciones de medida y gradiente pluviométrico calculado en el área de estudio para el período 1964/65-2009/10.

3.2.5 Distribución temporal de las precipitaciones

Durante el período 1964/65-2009/10 las precipitaciones anuales presentan una evolución temporal marcada por una serie de años hidrológicos secos y medios, generalmente más numerosos, que se suceden entre otros húmedos (Fig. 3.9). De los

períodos plurianuales con mayor pluviometría destacan 1968/69-1970/71 y 1995/96-1997/1998. Los años hidrológicos más húmedos (1989/90 y 2009/10) aparecen aislados y, generalmente, tras una serie de años medios. Estos últimos (22) predominan sobre los años de tipo seco (14) y suelen constituir grupos de 1 a 3 y, excepcionalmente, de hasta 6 (1983/84-1988/89). Los años hidrológicos 1998/99 y 2004/05 son los más secos del registro histórico, especialmente el primero, considerado el más seco del área de estudio (Fig. 3.9). No obstante, las condiciones pluviométricas secas más prolongadas en el tiempo tuvieron lugar en los períodos 1972/73-1974/75, 1980/81-1982/83 y 1992/93-1994/95, todos ellos con precipitaciones por debajo del valor medio histórico.

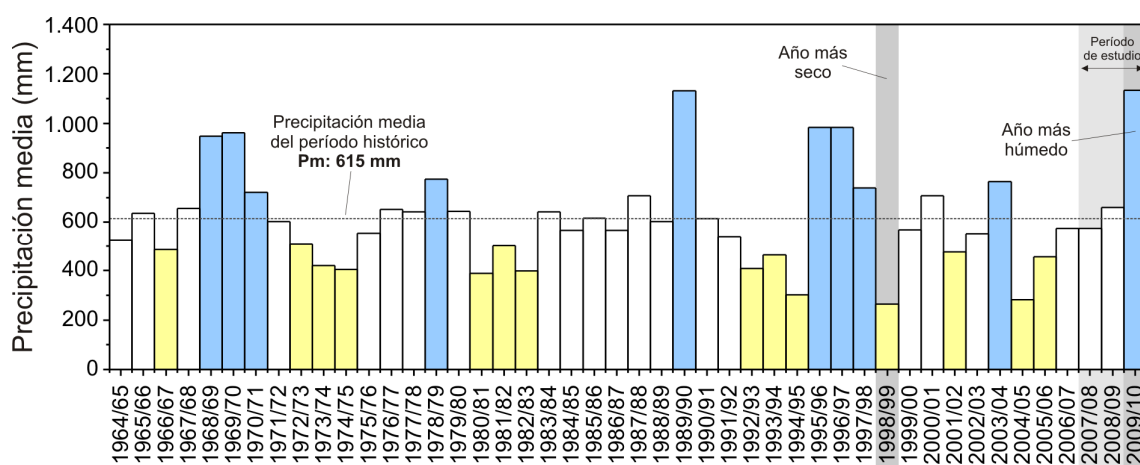


Figura 3.9. Distribución temporal de las precipitaciones medias anuales durante el período 1964/65-2009/10. Años tipo: húmedo (azul), seco (amarillo) y medio (blanco).

La desviación acumulada de las precipitaciones anuales, con respecto al valor medio de la serie histórica (1964/65-2009/10) del conjunto de las estaciones (Fig. 3.10), pone de manifiesto la alternancia de períodos húmedos y secos a lo largo de los 46 años de registro pluviométrico. En total, se observan 7 períodos húmedos y otros tantos secos (marcados en colores azul y amarillo, respectivamente, en la figura 3.10), con una duración variable entre 1 y 3 años en cada caso.

El análisis mensual de las precipitaciones, individual y acumulado, se resume en la tabla 3.4 y se representa en la figura 3.11. El período de tiempo más lluvioso en el área de estudio va de octubre a febrero, si bien en el mes de diciembre se registran las mayores precipitaciones, con 99 mm de media (Tab. 3.4). Las precipitaciones de primavera pueden llegar a ser considerables y generalmente contabilizan entre 34 mm (mayo) y 58 mm (marzo). En el verano, las precipitaciones escasean y se distribuyen de forma parecida en toda el área (Tab. 3.4): el mes de julio es el más seco, con 2 mm. En el mes de septiembre

tienen lugar las primeras lluvias del año hidrológico (27 mm de media), durante la transición de la época estival al período húmedo. La precipitación media mensual es de 51 mm.

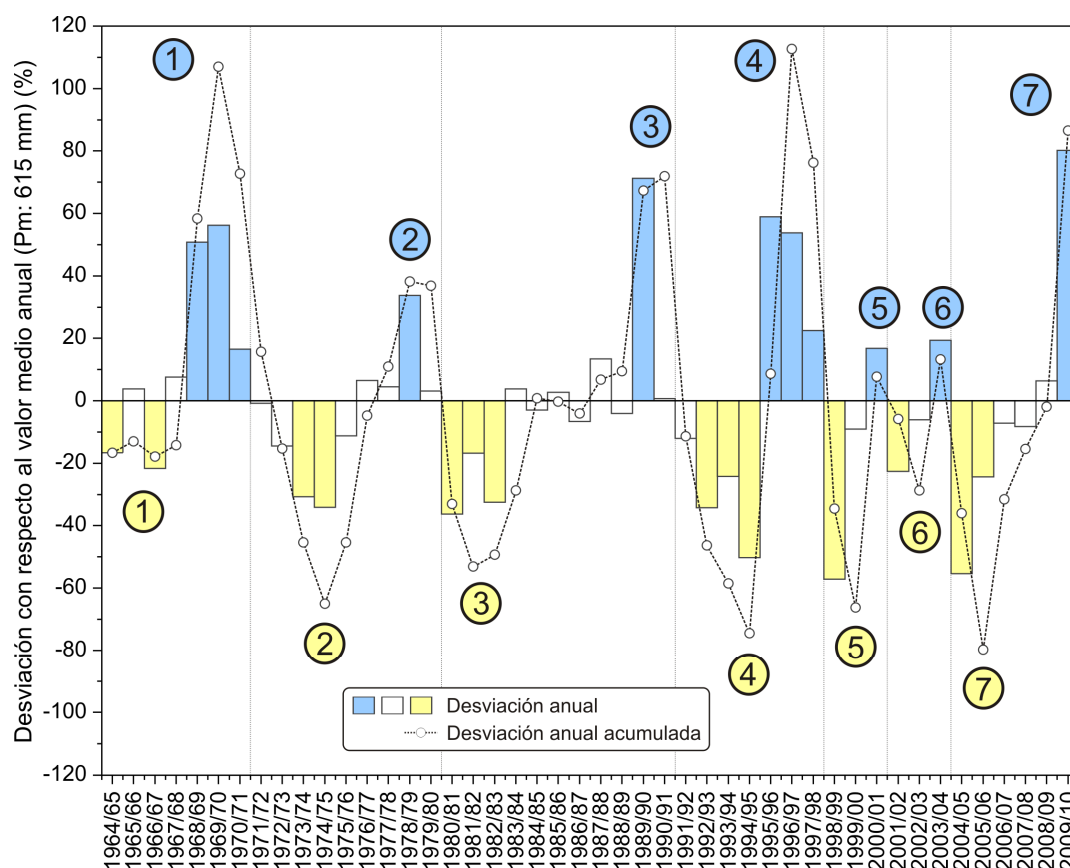


Figura 3.10. Desviación anual y acumulada de los valores de precipitación de la serie histórica (1964/65-2009/10) con respecto a la precipitación media aritmética de las estaciones del área de estudio. Años tipo: húmedo (azul), seco (amarillo) y medio (blanco).

Mes	Ronda-CSE	Arriate	Parchite	Cuevas del Becerro	El Taramal	Almargen	El Burgo	La Higuera	Ardales	Teba-pueblo	Emb. Conde de Guadalh.	P media mensual (mm)
Octubre	67	69	67	79	106	60	67	64	71	60	62	70
Noviembre	88	86	90	102	140	72	81	72	74	67	68	86
Diciembre	100	104	101	128	171	82	99	75	88	70	73	99
Enero	94	95	89	115	152	73	80	66	79	63	59	88
Febrero	75	77	86	103	137	69	78	58	68	60	56	79
Marzo	55	56	59	74	92	50	58	47	52	50	47	58
Abril	55	55	59	68	88	52	45	41	44	42	41	54
Mayo	35	33	35	42	57	33	30	25	28	26	27	34
Junio	13	10	13	16	21	11	12	14	15	10	12	13
Julio	1	1	2	2	3	1	4	4	2	1	2	2
Agosto	5	5	6	7	8	8	9	11	11	8	12	8
Septiembre	26	25	26	29	42	24	31	25	23	21	22	27
Máximo	100	104	101	128	171	82	99	75	88	70	73	99
Media	51	51	53	64	85	45	50	42	46	40	40	51
Mínimo	1	1	2	2	3	1	4	4	2	1	2	2

Tabla 3.4. Precipitaciones medias mensuales durante el período 1964/65-2009/10.

La precipitación mensual acumulada muestra valores crecientes desde octubre hasta mayo (Fig. 3.11). A partir de este mes, este parámetro permanece casi constante, debido a la ausencia de lluvias durante el período estival, y sólo aumenta ligeramente al final del año hidrológico, en el mes de septiembre.

Durante el período húmedo, comprendido entre los meses de octubre y febrero, se acumula el 69 % de las precipitaciones anuales, mientras que entre los meses de marzo y mayo (lluvias de primavera) se contabiliza el 23 % del total (Fig. 3.11). El porcentaje que resta (8 %) se debe fundamentalmente a las precipitaciones del mes de septiembre que, según el año que se considere, pueden ser significativas.

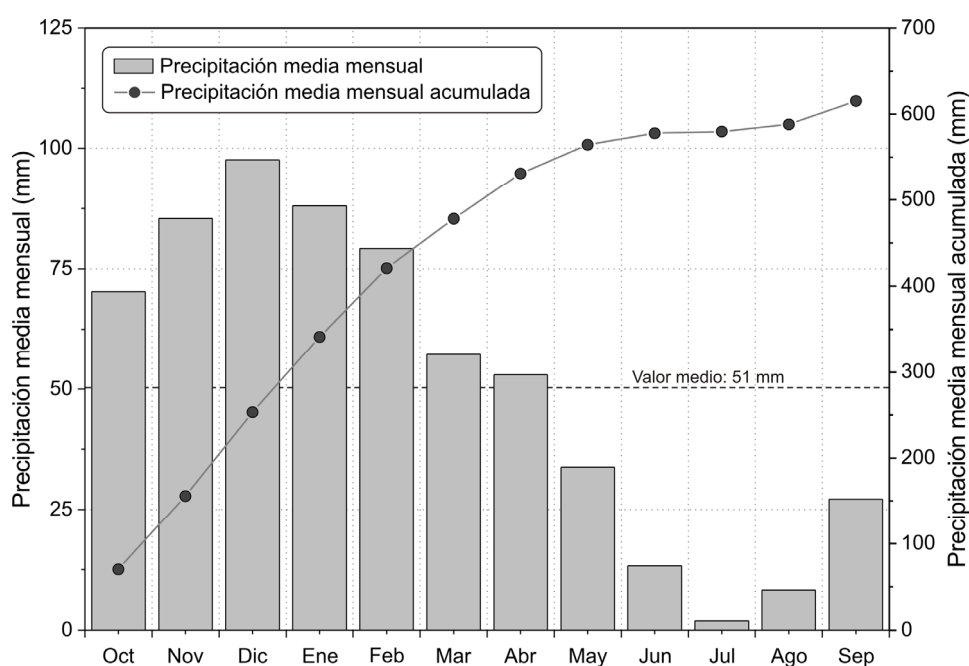


Figura 3.11. Precipitaciones medias mensuales y valores acumulados para el conjunto de estaciones durante el período 1964/65-2009/10.

3.3 ANÁLISIS DE LAS PRECIPITACIONES CORRESPONDIENTES AL PERÍODO DE INVESTIGACIÓN (2007/08-2009/10)

3.3.1 Distribución espacial de las precipitaciones. Isoyetas

Para llevar a cabo el análisis espacial de las precipitaciones durante el período de estudio se ha modificado la red de estaciones pluviométricas considerada en el análisis de las series históricas (1964/65-2009/10). La introducción de estos cambios, que conlleva la sustitución, adición y/o eliminación de estaciones de medida, está motivada por el

desmantelamiento de varias de ellas, la falta de datos en otras y la inclusión de nuevas estaciones en lugares donde no se dispone de datos históricos de precipitación (partes elevadas de las sierras de los Merinos y Blanquilla). La nueva red de control pluviométrico consta de un total de 13 estaciones (Tab. 3.5): Ronda-CSE, Arriate, Parchite, Quejigales, Cuevas del Becerro, Las Pilas, Cañete la Real, Añoreta, Río Guadalteba, Teba-pueblo, La Higuera, Ardales y Embalse Conde de Guadalhorce.

Año hidrológico	Ronda-CSE	Arriate	Parchite	Quejigales	Cuevas del Becerro	Las Pilas	Cañete la Real	Añoreta	Río Guadalteba	Teba-pueblo	La Higuera	Ardales	Emb. Conde Guadalhorce	Precipitación media anual (mm)
2007/08	561	641	568	1041	623	589	501	834	349	406	608	515	343	583
2008/09	664	667	753	1074	815	730	564	795	428	491	614	507	409	655
2009/10	1154	1181	1124	2402	1226	1140	962	1345	672	929	1001	1161	710	1154
Media	793	829	815	1506	888	820	676	991	483	608	741	727	487	797
Máximo	1154	1181	1124	2402	1226	1140	962	1345	672	929	1001	1161	710	1154
Mínimo	561	641	568	1041	623	589	501	795	349	406	608	507	343	579
Media*1,15	912	954	937	1731	1021	943	777	1140	555	700	852	836	560	917
Media*0,85	674	705	693	1280	755	697	574	843	411	517	630	618	414	678

Tabla 3.5. Valores de precipitación anual (mm) durante el período de investigación (2007/08-2009/10).

A partir de las series de datos de precipitación se han realizado los mapas de isoyetas correspondientes a los tres años hidrológicos -2007/08, 2008/09 y 2009/10- (Figs. 3.12, 3.13 y 3.5, respectivamente), que constituyen el período de investigación. El último año hidrológico del período de estudio (2009/10) coincide con el más húmedo de la serie histórica de precipitaciones (Fig. 3.5).

La distribución de las precipitaciones es similar a la que se deduce del análisis del período histórico, esto es, disminuyen desde la parte central (umbral pluviométrico) del área de estudio hacia los límites O y E. Así, durante el período 2007/08-2009/10, también se observa el mismo efecto de umbral pluviométrico marcado por la alineación de cumbres (con dirección aproximada N-S) de las sierras de los Merinos y Blanquilla.

La pluviometría ha aumentado en el transcurso del período de investigación (Tab. 3.5). En los dos primeros años hidrológicos (2007/08 y 2008/09) la distribución y magnitud de las precipitaciones fueron relativamente similares, como se deduce de la morfología y de los valores de las isoyetas de las figuras 3.12 y 3.13. En cambio, las precipitaciones del último año (2009/10) fueron significativamente mayores (Fig. 3.5), casi el doble. Este aumento de precipitación, generalizado en toda el área, suaviza la morfología de las isoyetas, de manera que el umbral pluviométrico queda algo menos marcado que en años anteriores.

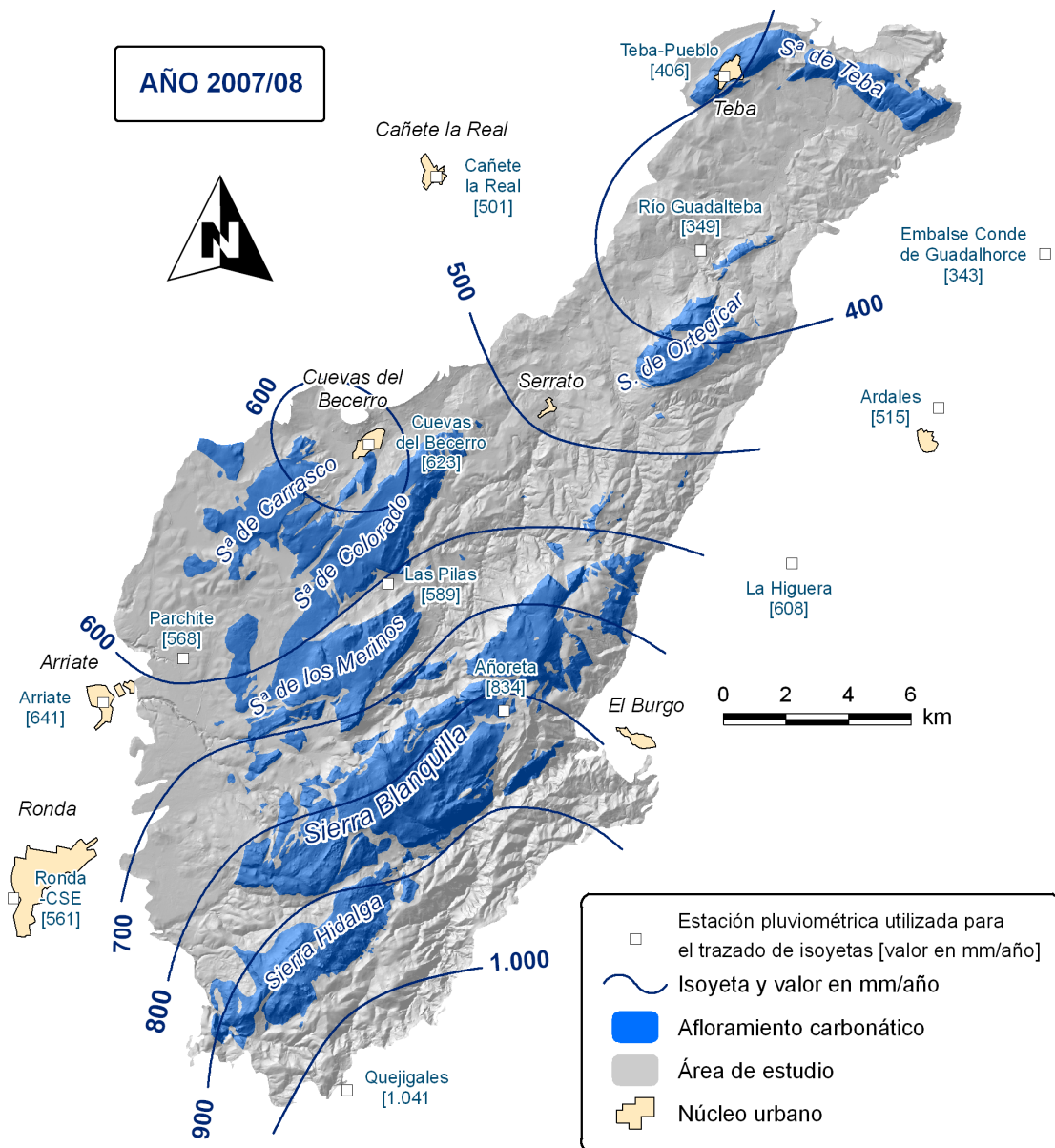


Figura 3.12. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2007/08. La precipitación media (aritmética) es de 583 mm.

Con objeto de ilustrar las variaciones de la precipitación a lo largo de los tres años hidrológicos, se han calculado los gradientes pluviométricos correspondientes, que resultan ser: 62 mm/100 m, en los dos primeros años, y 135 mm/100 m, en el año hidrológico 2009/10.

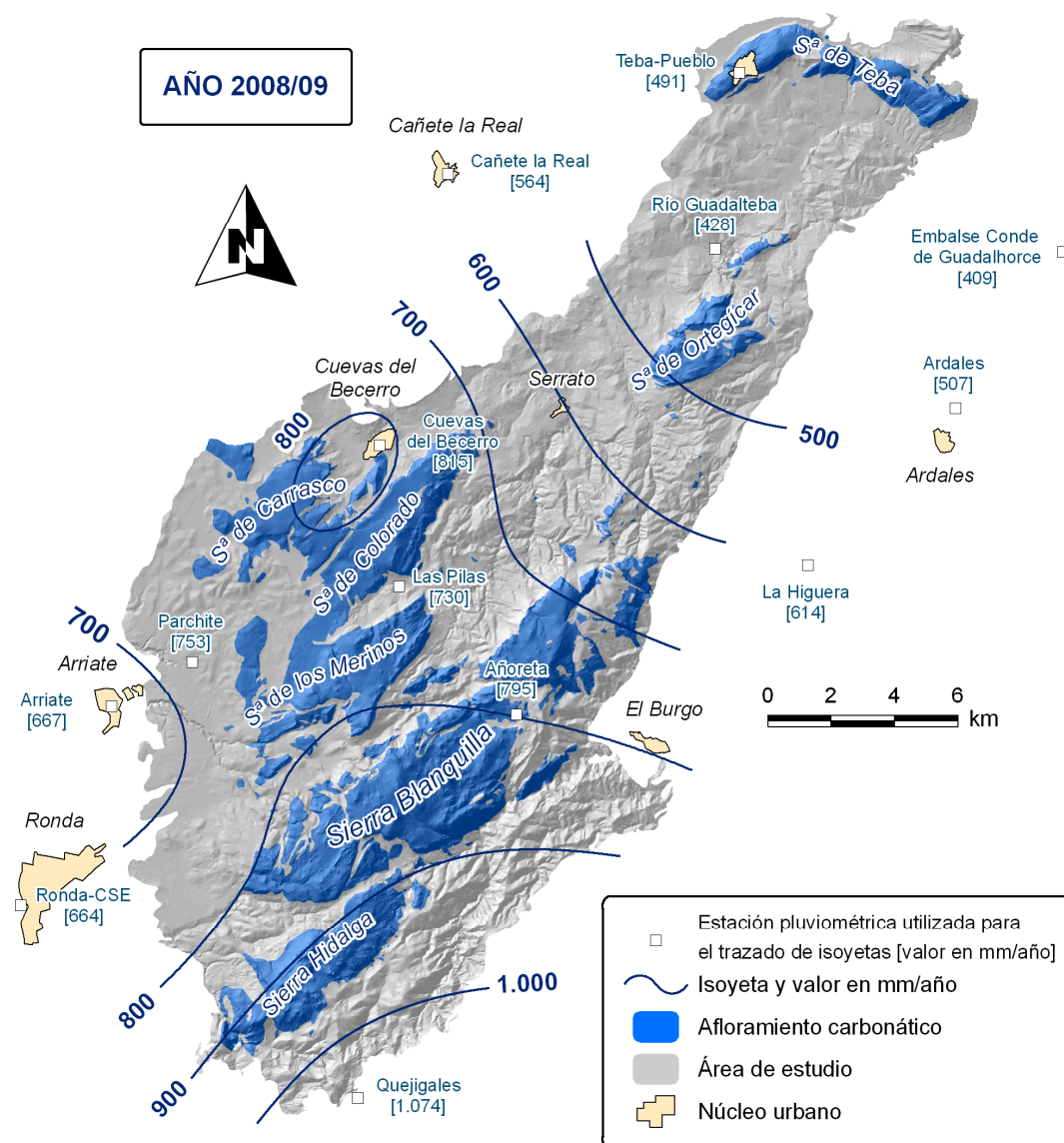


Figura 3.13. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2008/09. La media aritmética de la precipitación es de 655 mm.

3.3.2 Precipitación media anual

La precipitación media (aritmética) durante el período de investigación es de 797 mm (Tab. 3.5 y Fig. 3.14). Este dato es considerablemente superior al calculado en el apartado 3.2.2 (615 mm) a partir del registro histórico de precipitaciones (1964/65-2009/10) y ligeramente inferior al determinado mediante planimetría de isoyetas (829 mm) para el período 2007/08-2009/10.

Los datos de precipitación media (Tab. 3.3 y Fig. 3.14) de los tres años hidrológicos que constituyen el período de estudio permiten clasificarlos como de tipo medio (2007/08 y 2008/09) y húmedo (2009/10).

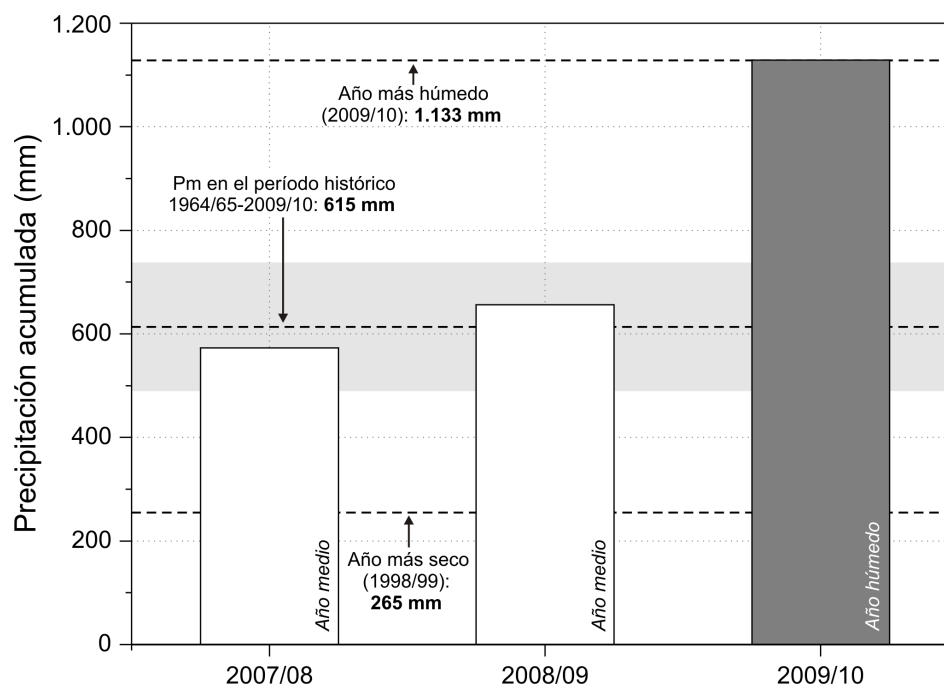


Figura 3.14. Valores de precipitación anual durante el período de estudio. El área gris representa el intervalo de valores correspondiente al año tipo medio. Pm: precipitación media aritmética.

3.3.3 Distribución temporal de las precipitaciones

A lo largo del período de investigación, las precipitaciones mensuales muestran una distribución temporal irregular en el conjunto de estaciones (Fig. 3.15). Las épocas en las que se registran las mayores precipitaciones tienen lugar durante la primavera del año hidrológico 2007/08 (abril-mayo), otoño de 2008/09 (septiembre-noviembre) e invierno del año 2009/10 (diciembre-febrero). El verano de 2007/08 es el más seco de todos (2 mm, entre junio y agosto), mientras que en 2009/10 se registran las mayores precipitaciones estivales (41 mm, en el mismo período).

La distribución de las precipitaciones mensuales durante los dos primeros años hidrológicos (2007/08-2008/09) es algo más regular que en 2009/10 (Figs. 3.15 y 3.16), pues están más repartidas durante el período de lluvias. A diferencia de los años hidrológicos anteriores, en el de 2009/10 las precipitaciones acaecidas muestran una distribución más concentrada en el tiempo, concretamente desde el mes de diciembre hasta el mes de marzo, en los que se acumuló el 84 % de la precipitación anual.

El análisis temporal de las lluvias permite distinguir tres tipos principales (estación ejemplo: Cuevas del Becerro; Fig. 3.16):

- A) constituyen los primeros eventos pluviométricos del año hidrológico, que tienen lugar entre los meses de septiembre y octubre. Suelen ser tormentas intensas y aisladas, con frecuencia asociadas a las masas de aire cálidas. Este tipo

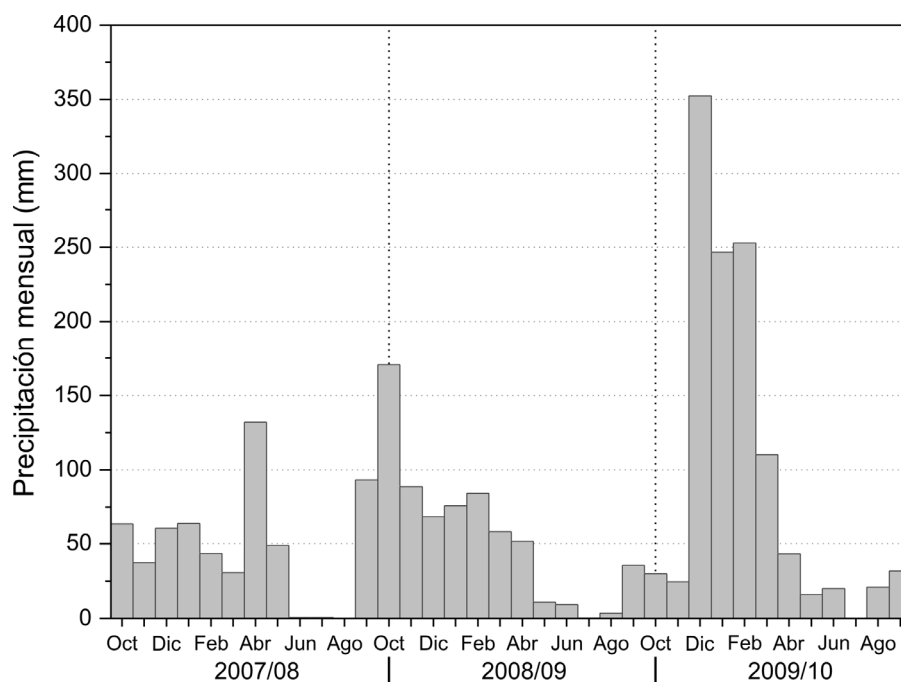


Figura 3.15. Evolución de las precipitaciones mensuales durante el período de investigación (2007/08-2009/10).

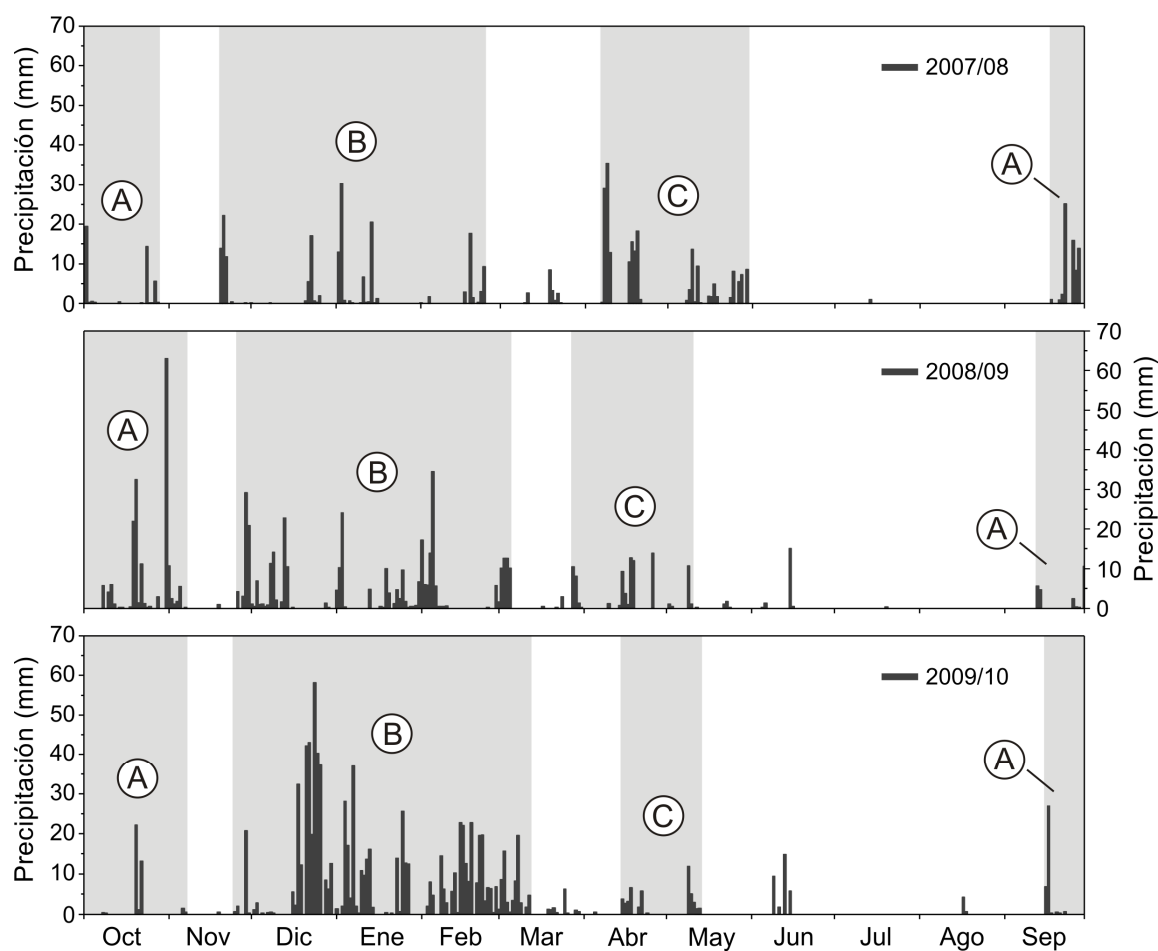


Figura 3.16. Registro de la precipitación diaria en la estación de Cuevas del Becerro durante los años 2007/08, 2008/09 y 2009/2010. Las áreas grises representan los principales períodos de precipitación descritos en el texto.

de lluvias acumularon 108 mm en 2007/08, 196 mm en 2008/09 y 72 mm en 2009/10.

- B) comprende la época invernal (de finales de noviembre a febrero) y el período más húmedo del año. Las precipitaciones pueden deberse principalmente a la influencia de los frentes nubosos de bajas presiones (borrascas). Estas lluvias han aumentado progresivamente durante el período de investigación: 184 mm registrados el primer año, 355 mm el segundo y 833 mm el último.
- C) es el tercer período lluvioso en importancia dentro del año hidrológico y tiene lugar entre los meses de abril y mayo. Las precipitaciones pueden ser intensas y cuantiosas. En el año 2007/08 las lluvias de primavera, con 204 mm, alcanzaron el 40 % del total anual acumulado (Fig. 3.16), mientras que en años posteriores esta cantidad fue significativamente inferior: 90 mm en 2008/09 y 46 mm en 2009/10.

Las lluvias estivales (junio-agosto) son escasas y se producen generalmente en forma de tormentas. En el mes de junio se han registrado las mayores precipitaciones de este tipo (Fig. 3.16), como ocurrió en los años 2008/09 y 2009/10, aunque generalmente son de poca cuantía.

En el análisis de las precipitaciones mensuales de la figura 3.17 se observa que la pluviometría registrada en los meses de octubre, diciembre, enero, febrero, marzo y abril iguala o supera el valor medio aritmético mensual (66 mm), mientras que en el resto del año la cantidad de lluvia es inferior a esta cifra. A diferencia del análisis realizado a partir del registro histórico (Tab. 3.4 y Fig. 3.11), el mes de noviembre del período de estudio se caracteriza por un valor de precipitación muy por debajo de la media calculada para el período 1964/65-2009/10, de casi la mitad (Fig. 3.17).

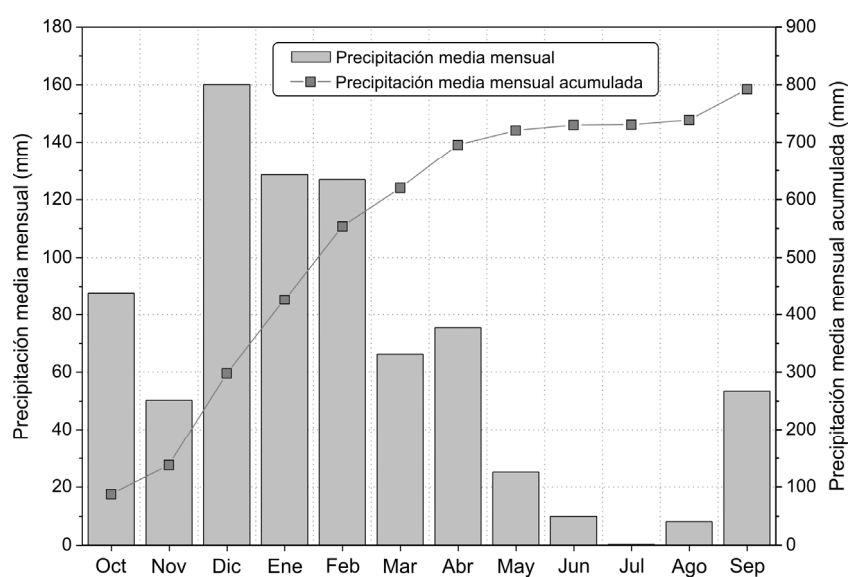


Figura 3.17. Valores de la precipitación media mensual y acumulada del conjunto de estaciones pluviométricas utilizadas para el análisis del período 2007/08-2009/10 (Tab. 3.5).

Los valores de precipitación mensual media acumulada crecen progresivamente hasta el mes de abril, aunque lo hace algo más lento durante el mes de noviembre (Fig. 3.17). Desde octubre a abril se acumula el 88 % de la precipitación total anual. A partir de este último mes los valores de la precipitación media mensual acumulada se mantienen casi constantes (disminuye considerable la pendiente de la línea de precipitación acumulada), como consecuencia de la disminución de las lluvias durante el estiaje.

3.3.4 Composición química del agua de lluvia

3.3.4.1 Estrategia de muestreo y tratamiento de los datos

Se ha recogido agua de lluvia en 6 pluviocaptos distribuidos por la zona de estudio, situados en un rango altitudinal comprendido entre 435 y 1.330 m (Tab. 3.6, Fig. 3.4). El muestreo tuvo lugar entre octubre de 2007 y marzo de 2010. En este período se tomaron 126 muestras, correspondientes a entre 3 y 41 episodios de precipitación, según el punto de control. La periodicidad de muestreo fue variable y siempre dependiente de los eventos lluviosos, si bien se ha intentado obtener la composición química de los principales períodos de precipitación.

Pluviocaptor	Altitud (m s.n.m.)	Longitud (UTM-m)	Latitud (UTM-m)	Estación pluviométrica asociada
Sierra Hidalga	1.330	314.517	4.065.676	Quejigales
Puerto del Viento	1.090	317.415	4.073.494	Añoreta
Cortijo de las Pilas	765	318.377	4.078.540	Las Pilas
Cuevas del Becerro	750	318.018	4.082.482	Las Pilas
Sierra de Ortégicar	700	326.681	4.084.444	Las Pilas
Sierra de Teba	435	334.734	4.093.636	Teba-pueblo

Tabla 3.6. Principales características de los puntos de muestreo hidroquímico e isotópico de agua de lluvia. Véase situación en la figura 3.4.

Con objeto de cuantificar el volumen de precipitación de cada evento, a cada pluviocaptor se le ha asignado el registro pluviométrico de la estación más cercana (Tab. 3.6). La cantidad de lluvia representativa de cada muestra está comprendida entre 1 y 256 mm. El volumen de agua recogido en 8 muestras fue insuficiente para realizar análisis químicos completos, por lo que no se ha determinado la alcalinidad total (TAC), cuya valoración requiere al menos 50 ml de agua. La preferencia en la determinación analítica de las muestras ha sido la siguiente: componentes mayoritarios, composición isotópica y TAC.

Los valores de conductividad eléctrica (CE) del agua de lluvia han sido medidos *in situ* siempre que se dispuso de suficiente cantidad de muestra. En caso contrario (en 36 muestras), se han estimado los valores de la CE a partir de la metodología de Rossum (1975). Este método consiste en la determinación de la CE teórica de un agua de baja mineralización ($<100 \mu\text{S}/\text{cm}$) a partir de la concentración de los componentes químicos mayoritarios.

3.3.4.2 Hidroquímica

El agua de lluvia presenta, en su conjunto, una mineralización muy débil, con un valor promedio de CE de $31 \mu\text{S}/\text{cm}$ (Tab. 3.7). Este valor es significativamente menor que los obtenidos en otras áreas próximas de la provincia de Málaga: $67 \mu\text{S}/\text{cm}$, en el área costera de las sierras Blanca y Mijas (Andreo, 1997), y $46 \mu\text{S}/\text{cm}$, en la sierra de las Nieves (Liñán, 2003). La diferencia de mineralización del agua puede estar relacionada con el “efecto de continentalidad”, es decir, con la disminución de la mineralización conforme aumenta la distancia a la fuente de vapor de agua (mar, océano, etc.). Así, los valores medios de CE del agua de lluvia estimados en la presente investigación son coherentes con los determinados por Mudarra (2012) en áreas montañosas situadas a aproximadamente la misma distancia al mar.

Los mayores valores, por término medio, de CE y de contenidos de Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} y Na^+ se detectan en la estación de muestreo denominada Sierra Hidalga, situada más al sur y a mayor altitud (Tabs. 3.6 y 3.7). El valor más elevado de TAC y las concentraciones más altas de Ca^{2+} y Mg^{2+} se registran en el punto de muestreo de Cuevas del Becerro, mientras que los mayores contenidos de K^+ se han analizado en las aguas de lluvia recogidas en el pluviocaptor Sierra de Teba.

Las proporciones relativas de los componentes químicos de las aguas de lluvia no muestran grandes diferencias en los puntos de muestreo (Fig. 3.18). Las facies hidroquímicas que predominan en las aguas de lluvia son esencialmente bicarbonatadas-cálcicas y, en menor medida, cloruradas-sódicas (Tab. 3.7 y Fig. 3.18). La mineralización y la concentración de los parámetros hidroquímicos del agua de lluvia analizados (Tab. 3.7) no reflejan una tendencia clara con respecto a los cambios de altitud y/o longitud en la zona de estudio.

Se ha efectuado un análisis de componentes principales (ACP) con las 128 muestras de las que se dispone de determinaciones analíticas completas. Las variables hidroquímicas utilizadas son: CE, TAC, Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} y Mg^{2+} (Tab. 3.8 y Fig. 3.19). La matriz de coeficientes de correlación obtenida (Tab. 3.8) pone de manifiesto que

Pluviocaptor		CE	TAC	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻²	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²
		[μS/cm]					[mg/l]			
Sierra Hidalgo	n	10	10	10	10	10	10	10	10	10
	med	45	12	5,5	3,5	3,0	3,2	0,6	5,3	0,6
	máx	158	44	34,0	12,3	9,2	17,9	1,7	19,5	2,4
	mín	6	3	0,8	0,4	0,7	0,5	0,1	0,8	0,1
	cv (%)	108	106	185	124	99	164	86	110	105
Puerto del Viento	n	38	37	38	38	38	38	38	38	37
	med	26	11	2,1	3,0	1,2	1,4	0,3	4,2	0,3
	máx	79	37	13,6	23,0	4,9	7,5	2,4	11,5	1,6
	mín	6	0	0,2	0,0	0,3	0,2	0,0	0,9	0,0
	cv (%)	66	73	111	171	85	94	127	57	101
Cortijo de las Pilas	n	40	40	39	39	39	37	37	37	37
	med	15	6	1,6	1,2	1,0	1,1	0,2	1,9	0,2
	máx	37	16	8,3	5,1	4,5	5,8	0,8	6,7	0,8
	mín	3	0	0,2	0,1	0,3	0,2	0,0	0,2	0,0
	cv (%)	62	55	92	104	93	92	99	83	76
Cuevas del Becerro	n	3	3	3	3	3	3	3	3	3
	med	39	13	1,9	1,1	2,9	1,2	0,4	6,3	0,7
	máx	53	18	2,4	2,3	6,2	1,5	0,5	7,5	1,0
	mín	22	9	1,2	0,1	1,2	0,6	0,2	4,0	0,4
	cv (%)	42	34	34	106	99	39	37	32	38
Sierra de Ortegaícar	n	15	15	15	15	15	13	13	13	13
	med	33	12	3,3	3,1	1,5	2,3	0,6	4,6	0,4
	máx	84	47	22,4	15,4	4,3	13,7	2,8	11,7	0,9
	mín	5	2	0,2	0,0	0,3	0,1	0,2	0,9	0,1
	cv (%)	79	101	171	138	91	162	121	72	61
Sierra de Teba	n	20	20	19	19	19	19	19	19	19
	med	26	8	2,4	2,2	1,9	1,4	0,8	3,3	0,3
	máx	77	31	5,6	9,0	8,0	3,0	4,4	12,9	1,2
	mín	6	0	0,3	0,1	0,4	0,3	0,1	1,2	0,1
	cv (%)	68	83	61	109	109	60	124	86	79
Todas	med	31	10	2,8	2,3	1,9	1,7	0,5	4,3	0,4

Tabla 3.7. Número de muestras (*n*), valores medios (*med*), máximos (*máx*) y mínimos (*mín*) y coeficiente de variación (*cv*, en %) de los valores de conductividad eléctrica (*CE*, en μS/cm) y de los componentes químicos mayoritarios (mg/l) del agua de lluvia recogida en los puntos de muestreo hidroquímico.

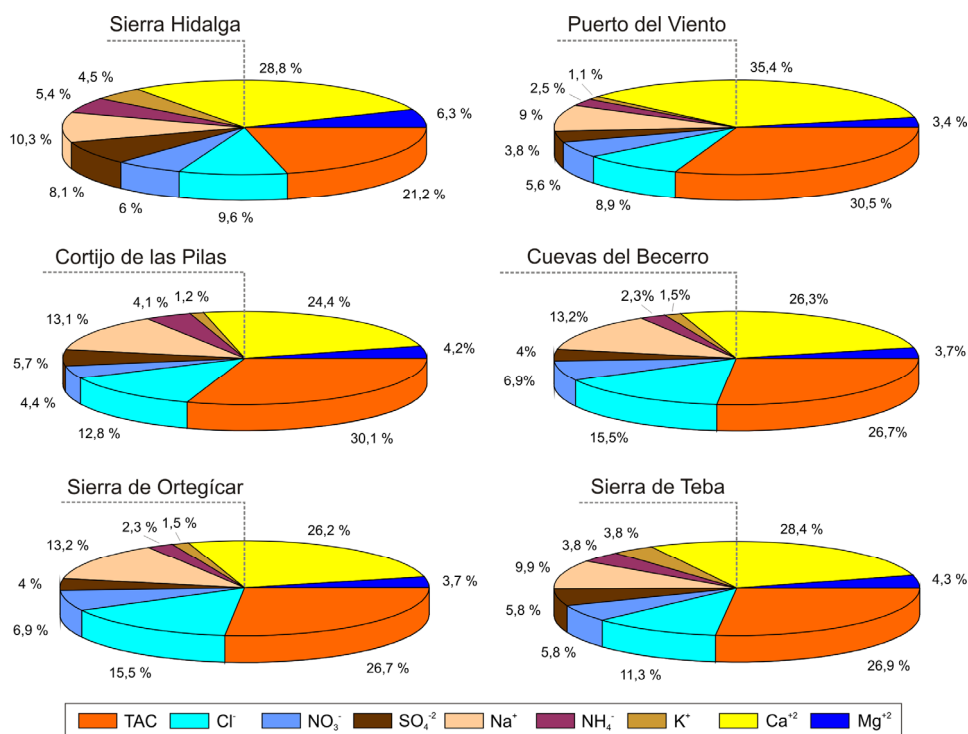


Figura 3.18. Proporciones relativas (%) de los componentes químicos mayoritarios de las aguas de lluvia recogidas en el área de estudio durante el período de investigación (2007/08-2009/10).

la mineralización de las aguas de lluvia muestra una buena correlación con las variables SO_4^{2-} , Mg^{+2} , Ca^{+2} , Na^+ , Cl^- y TAC, por este orden de significación.

Los dos componentes principales explican el 73,3 % de la varianza total (Fig. 3.19A): 55,3 % el factor 1 y 18 % el factor 2. Las variables se distribuyen en 3 grupos principales, asociados con el factor 1, que representa la mineralización del agua de lluvia. Un primer grupo lo constituyen las variables Na^+ y Cl^- , entre las cuales existe la mayor correlación estadística (Tab. 3.8). Otro conjunto lo forman CE, Mg^{+2} y SO_4^{2-} , mientras que Ca^{+2} y TAC se asocian en un tercer grupo. No obstante, parte de la información que suministran las variables TAC, Na^+ y Cl^- es explicada por el factor 2. El contenido en K^+ está relacionado con el factor 3, no representado en la figura 3.19.

	CE	TAC	Cl^-	NO_3^-	SO_4^{2-}	Na^+	K^+	Ca^{+2}	Mg^{+2}
CE	1								
TAC	0,673	1							
Cl^-	0,686	0,142	1						
NO_3^-	0,515	0,442	0,235	1					
SO_4^{2-}	0,819	0,512	0,503	0,391	1				
Na^+	0,689	0,154	0,993	0,231	0,507	1			
K^+	0,435	0,436	0,193	0,336	0,284	0,149	1		
Ca^{+2}	0,751	0,772	0,247	0,333	0,694	0,269	0,195	1	
Mg^{+2}	0,793	0,401	0,689	0,387	0,765	0,671	0,286	0,525	1

Tabla 3.8. Matriz de correlación del ACP realizado con la información hidroquímica de las muestras de lluvia recogidas.

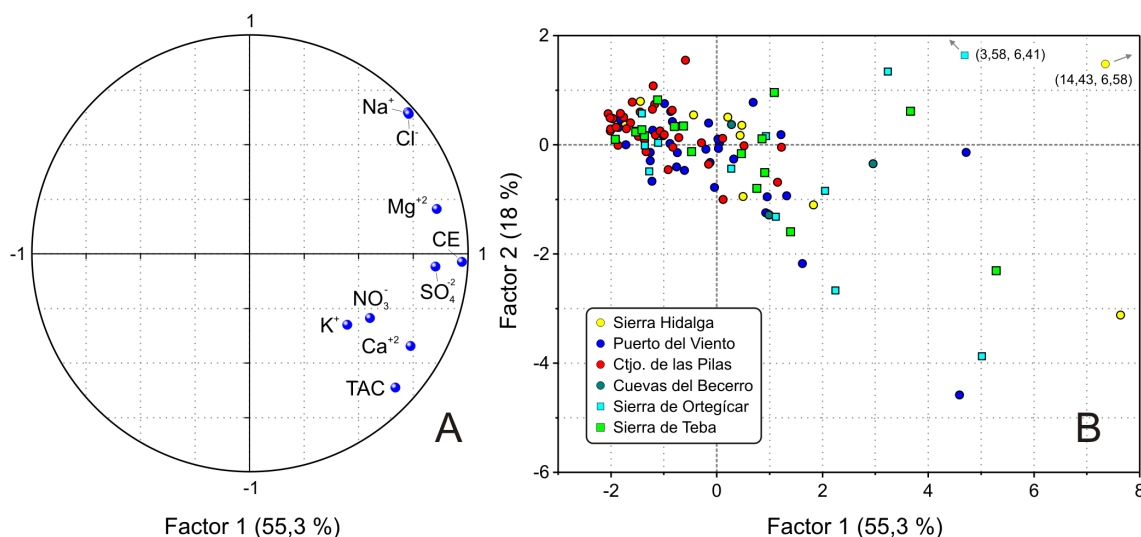


Figura 3.19. Análisis de Componentes Principales (ACP) efectuado con los datos de composición química de las aguas de lluvia: (A) espacio de las variables y (B) de las unidades estadísticas.

En el espacio de las unidades estadísticas (Fig. 3.19B) se observa una gran dispersión de las muestras, entre las que destaca un grupo -más concentrado y con mayor número de muestras-, en la parte negativa del factor 1. Esta asociación, con menor variabilidad

hidroquímica, incluye aguas menos mineralizadas ($CE < 30 \mu S/cm$) pertenecientes, en su mayor parte, a las muestras recogidas en los pluviocaptadores del Cortijo de las Pilas, Puerto del Viento y Sierra de Teba.

Hacia la parte positiva del factor 1 quedan representadas muestras muy separadas entre sí, cuya mineralización es más elevada que las anteriores (Fig. 3.19B). Dicho conjunto está formado por aguas recogidas en los puntos de control de la parte centro-oriental del área de estudio, durante las primeras lluvias del ciclo hidrológico (en otoño), cuya mineralización, más elevada, puede ser consecuencia del polvo en suspensión acumulado en la atmósfera durante el verano. Las muestras ubicadas en el cuadrante superior derecho presentan facies hidroquímica de tipo clorurada sódica, mientras que las que se sitúan en el cuadrante inferior son de tipo bicarbonatada cálcica.

3.3.4.3 El contenido de Cl^-

Dado su origen meteórico y carácter conservativo, el ión Cl^- es un trazador natural de infiltración de gran utilidad en áreas donde no existen cantidades significativas en el medio y no hay contaminación. Este parámetro deriva esencialmente del aerosol marino y su abundancia en el medio atmosférico depende de la distancia a la costa, de la precipitación (origen, cantidad y distribución) y de la orografía del terreno (Schoeller, 1962; Mudry, 1987; Lastennet, 1994; Alcalá, 2005). La aplicación del balance hidrogeoquímico mediante el uso del contenido de Cl^- permite cuantificar y evaluar los procesos de recarga, aunque este método puede presentar limitaciones relacionadas con la interacción agua-atmósfera-roca (Eriksson y Khunakasem, 1969; Custodio y Llamas, 1983). Los factores más importantes que restringen la utilización de este tipo de balances son los aportes de Cl^- por el terreno (materiales evaporíticos/salinos) y/o por la contaminación antrópica.

En la tabla 3.9 se muestran los valores medios de Cl^- ponderados por la precipitación, para cada uno de los períodos de recarga que, en la zona de estudio, corresponden a las épocas de otoño, invierno y primavera. En las aguas de lluvia recogidas en las estaciones de muestreo hidroquímico los contenidos medios de Cl^- varían entre 1,7 mg/l (Cortijo de las Pilas) y 4 mg/l (Sierra de Ortegícar), con un valor representativo de toda el área igual a 2,8 mg/l. Este valor es característico de zonas de cumbres en los principales sistemas montañosos del interior peninsular (Alcalá, 2005).

Año	Período de recarga	Sierra Hidalga	Puerto del Viento	Cortijo de las Pilas	Sierra de Ortegícar	Sierra de Teba
2007/08	Otoño	1,2	1,6	1,4	2,2	2,4
	Invierno	6,5	1,9	2,1	14,5	2,9
	Primavera	3,2	2,8	2,0	1,4	1,6
2008/09	Otoño	4,7	1,2	0,8	0,5	0,7
	Invierno	-	2,0	1,4	1,2	2,5
	Primavera	-	1,6	1,5	-	-
2009/10	Otoño	-	2,0	3,0	-	-
	Invierno	-	2,5	1,3	-	-
	Primavera	-	-	-	-	-
Media pond.		3,9	2,0	1,7	4,0	2,0

Tabla 3.9. Valores medios de los contenidos de Cl⁻ ponderados por la cantidad de precipitación en los períodos que contribuyen a la recarga de los acuíferos.

3.3.5 Isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) del agua de lluvia

3.3.5.1 Consideraciones previas

La aplicación de investigaciones isotópicas, particularmente de $\delta^{18}\text{O}$ y de $\delta^2\text{H}$, comenzó a mediados del siglo pasado (Epstein y Mayeda, 1953) impulsada por el desarrollo tecnológico de los dispositivos de medida. Los isótopos $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$, junto con el contenido de Cl⁻, constituyen herramientas de gran utilidad para complementar los estudios hidrogeológicos e hidroquímicos convencionales. El estudio de la composición isotópica del vapor de agua atmosférico puede utilizarse con diferentes objetivos (IAEA, 1981a; Cruz San Julián *et al.*, 1992; Clark y Fritz, 1997; Criss *et al.*, 2007), entre los que destacan:

- establecer las áreas fuente de las aguas de recarga,
- evaluar los procesos de recarga a partir del sistema agua-suelo-roca, así como definir las áreas de recarga y
- trazar el movimiento de las aguas en el contexto del ciclo hidrológico.

La abundancia natural de estos isótopos en la atmósfera y el origen mayoritariamente meteórico de las aguas condicionan la variabilidad espacio-temporal de la composición isotópica de las mismas. Las variaciones geográficas están controladas por los patrones de circulación de las masas nubosas que generan las precipitaciones. Así, la presión de vapor de las masas de agua aumenta exponencialmente con la temperatura, por lo que los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ son menos negativos en regiones tropicales y costeras y más negativos en áreas polares, de interior o zonas elevadas (Dansgaard, 1964). La cantidad de precipitación constituye otro de los factores que influyen sobre la composición isotópica de las aguas, de tal forma que, cuanto más llueve, más negativo es el valor de los dos isótopos (Craig, 1961; Clark y Fritz, 1997; Andreo *et al.*, 2004).

Para una misma área considerada, la variabilidad temporal de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ responde a los cambios estacionales de temperatura (Clark y Fritz, 1997). En este sentido, cuanto mayor sea la amplitud térmica en una región, mayor será la variabilidad isotópica. Asimismo, las precipitaciones de invierno se caracterizan por valores más negativos de la composición isotópica (aguas empobrecidas isotópicamente) que las lluvias caídas en la época estival (enriquecidas).

3.3.5.2 La señal isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ y el exceso en deuterio de las aguas meteóricas del área de estudio

El análisis de la composición isotópica del agua de lluvia se ha llevado a cabo a partir del muestreo de los mismos puntos utilizados para el control de la composición química (véase su situación en la figura 3.4). Se han analizado los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ y se ha calculado el del exceso en deuterio (d) en 111 muestras de agua de lluvia (Tab. 3.10). Cabe señalar que el mayor número de determinaciones isotópicas (36 en cada caso) corresponde a los puntos de muestreo Puerto del Viento (1.090 m s.n.m.), en sierra Blanquilla, y Cortijo de Las Pilas (735 m s.n.m.), ubicado entre las sierras de Colorado y de los Merinos.

Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas muestreadas (Tab. 3.10) varían entre -2,59 ‰ y -12,74 ‰ (Puerto del Viento). El valor medio aritmético de todas las muestras es de -5,76 ‰ y el ponderado de -6,60 ‰. El valor máximo de $\delta^2\text{H}$ es -9,29 ‰, mientras que el mínimo es de -86,01 ‰, ambos valores registrados en el pluviocaptor del Puerto del Viento (Tabla 3.10). La media aritmética de este parámetro es de -33,30 ‰, algo mayor que la ponderada (-38,04 ‰).

La representación de los datos de $\delta^{18}\text{O}$ frente a los de $\delta^2\text{H}$ (Fig. 3.20) muestra una gran dispersión de las aguas de lluvia entre la Línea Meteórica Global (Craig, 1961) y la Línea Meteórica del Mediterráneo occidental. Por tanto, el origen de las precipitaciones acaecidas en el área de estudio es mixto: proceden tanto del Océano Atlántico como de la parte más occidental del Mar Mediterráneo.

Los puntos representados en la figura 3.20 definen la Línea Meteórica Local, cuya pendiente es 7,7, valor éste ligeramente inferior al de las otras rectas representadas, que es igual a 8. En general, pendientes con valores comprendidos entre 3,9 y 8 reflejan procesos de fraccionamiento isotópico debido a la evaporación del agua en fase vapor en la atmósfera (Gonfiantini, 1978; Plata, 1994), que tiene lugar durante la evolución del frente nuboso hacia tierra adentro o durante la trayectoria de las gotas de agua (precipitaciones) hacia la superficie del terreno. De los resultados obtenidos, se deduce que las aguas de lluvia

recogidas han sufrido procesos de fraccionamiento por evaporación durante la evolución de los frentes nubosos que originan las precipitaciones.

Parámetros estadísticos	Sierra Hidalgo	Puerto del Viento	Cortijo de Las Pilas	Cuevas del Becerro	Sierra de Ortégicar	Sierra de Teba	Media
$\delta^{18}\text{O}$ (‰)							
<i>n</i>	11	36	36	3	6	19	-
<i>med (pond)</i>	-6,47	-7,41	-6,91	-6,55	-5,72	-6,56	-6,60
<i>med (arit)</i>	-5,88	-6,99	-6,06	-6,68	-2,19	-6,77	-5,76
<i>máx</i>	-4,87	-2,59	-3,66	-3,44	-3,36	-3,86	-3,63
<i>mín</i>	-8,63	-12,74	-10,65	-10,81	-9,39	-9,47	-10,28
<i>cv (%)</i>	19	28	25	58	36	26	32
$\delta^2\text{H}$ (‰)							
<i>n</i>	11	36	36	3	6	19	-
<i>med (pond)</i>	-35,17	-42,86	-41,63	-37,81	-31,77	-38,99	-38,04
<i>med (arit)</i>	-31,37	-40,33	-36,44	-37,56	-12,25	-41,89	-33,30
<i>máx</i>	-22,59	-9,29	-17,52	-16,38	-13,55	-15,42	-15,79
<i>mín</i>	-53,12	-86,01	-70,03	-69,76	-62,75	-65,01	-67,78
<i>cv (%)</i>	28	38	32	75	53	37	44
Exceso en deuterio, <i>d</i> (‰)							
<i>n</i>	11	36	36	3	6	19	-
<i>med (pond)</i>	16,60	16,43	13,68	14,56	13,99	13,50	14,79
<i>med (arit)</i>	16,11	15,63	12,07	15,90	5,27	12,29	12,88
<i>máx</i>	20,12	22,39	23,05	16,69	19,86	19,99	20,35
<i>mín</i>	13,93	11,43	7,65	11,12	10,66	7,36	10,36
<i>cv (%)</i>	10	19	24	21	22	27	21

Tabla. 3.10. Parámetros estadísticos (número de muestras/medidas, *n*; media, *med* aritmética *-arit-* y ponderada *-pond-*; máximo, *máx*; mínimo, *mín*; coeficiente de variación, *cv*, en %) de la composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y exceso en deuterio, *d*) de las muestras de agua de lluvia. Los puntos de muestreo están ordenados según su situación en el área de estudio, de O (izquierda) a E (derecha).

La cinética de fraccionamiento de los isótopos de la molécula de agua es similar si se considera una fuente de capacidad ilimitada (p.e. océanos y grandes mares), de modo que se conserva la relación de proporcionalidad entre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ durante la evolución de la masa de vapor de agua. Dansgaard (1964) propuso el uso del parámetro *d* o exceso en deuterio, para caracterizar las áreas fuente de la precipitación. Dicho parámetro está definido por la intersección de la Línea Meteorica Global con el eje de ordenadas y puede calcularse para cualquier muestra de agua de lluvia como sigue:

$$d = \delta^2\text{H} - 8 \cdot \delta^{18}\text{O}$$

Valores de *d* próximos a +10 ‰ son característicos de las precipitaciones de procedencia atlántica (Craig, 1961; Yurtsever y Gat, 1981; IAEA, 2005), valores de en torno a +22 ‰, son propios de las aguas del Mediterráneo oriental (Gat y Carmi, 1987; Rindsberger *et al.*, 1983; Cruz Sanjuán *et al.*, 1992) y valores intermedios entre las dos cifras anteriores,

del orden de +15 ‰, son representativos de las lluvias provenientes del Mediterráneo occidental (Celle-Jeanton, 2000).

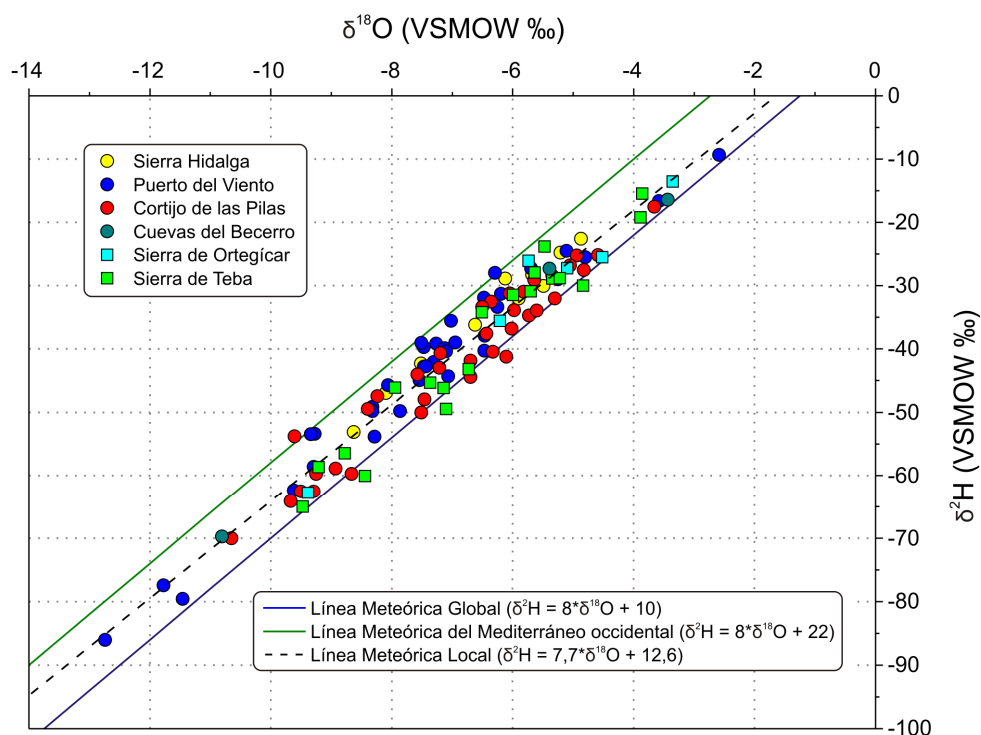


Figura 3.20. Representación de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ frente a los de $\delta^2\text{H}$ de las muestras de lluvia recogidas durante el período de estudio. Se adjuntan las ecuaciones que definen las líneas meteóricas representadas (Global, del Mediterráneo occidental y Local).

El valor medio ponderado de exceso en deuterio de las aguas de lluvia muestreadas es de +14,79 ‰ (Tab. 3.10), lo que sugiere el predominio de precipitaciones procedentes del Mediterráneo occidental, aunque también puede ser el resultado de la mezcla de frentes nubosos de origen atlántico y mediterráneo.

3.4 ANÁLISIS DE LOS DATOS DE TEMPERATURA DEL AIRE

3.4.1 Características generales. Datos disponibles

En el área de estudio se dispone de una red de 11 estaciones de medida de la temperatura del aire (Tab. 3.11), si bien muestran importantes limitaciones de representatividad, tanto desde el punto de vista geográfico (distribución irregular) como temporal (longitud del registro muy variable). Las estaciones termométricas son (Fig. 3.4): Ronda-CSE, Ronda-OP, Quejigales, Añoreta, El Burgo, Río Guadalteba, Teba-colegio, Embalse

del Guadalteba, Ardales, Embalse Conde de Guadalhorce y Embalse Guadalhorce-Guadalteba, cuyos datos han sido proporcionados por diferentes organismos, mayoritariamente por la Demarcación Hidrológica de las Cuencas Mediterráneas Andaluzas (DHCMA). En la tabla 3.11 se resumen las principales características de cada una de ellas.

Estación termométrica	Referencia	Coordenadas UTM		Altitud (m s.n.m.)	Período de registro	Nº años de registro	Nº años incompletos	Temperatura media años completos (°C)
		X (m)	Y (m)					
Ronda-CSE	0163	306.397	4.068.473	660	1972/73-2009/10	39	26	15,1
Ronda-OP	0371	306.291	4.059.246	720	1980/81-1987/88	18	9	15,5
Quejigales	0426	317.062	4.062.380	1.290	1981/82-1997/98	17	5	10,8
Añoreta	GHUMA-2	322.077	4.074.466	965	2007/08-2009/10	3	1	13,5
El Burgo	0045	326.471	4.073.283	575	1981/82-1997/98	17	7	15,2
Río Guadalteba	129-SAIH	328.370	4.089.219	400	2009/10	1	0	-
Teba-colegio	0272	329.136	4.094.812	550	1980/81-2009/10	30	5	16,6
Embalse del Guadalteba	0099	334.769	4.091.926	340	1996/97-2009/10	14	1	17,5
Ardales	0360	335.981	4.084.194	360	1970/71-2008/09	39	10	15,7
Embalse Conde de Guadalhorce	0075	339.379	4.089.120	346	1966/67-2009/10	44	13	16,4
Emb. Guadalhorce-Guadalteba	0403	339.865	4.090.107	370	1986/87-2009/10	24	9	16,8

Tabla 3.11. Principales características de las estaciones termométricas en el área de estudio.

La mayoría de los puntos de medida de la temperatura del aire se disponen en las cercanías de los principales núcleos de población (Ronda, El Burgo, Teba, etc.) o asociados a infraestructuras hidráulicas (estaciones de aforo y embalses), que normalmente se ubican en depresiones o fondos de valle. Sólo las estaciones termométricas de Quejigales y Añoreta, esta última instalada con motivo de la presente investigación, se encuentran a cotas más altas (Tab. 3.11 y Fig. 3.4). La longitud de las series de datos de temperatura del aire varía entre 1 año en la estación del Río Guadalteba, y 44 años en la del Embalse Conde de Guadalhorce. Todas las estaciones tienen registros incompletos, aunque la estación del Embalse del Guadalteba es la que dispone de una serie de datos más completa (1 incompleto y 14 años completos).

3.4.2 Temperatura del aire a partir de las series históricas (período 1981/82-1997/98)

El análisis de los datos históricos de temperatura del aire se ha llevado a cabo a partir de la información de 6 de las 11 estaciones anteriormente descritas en la tabla 3.11 (Ronda-OP, Quejigales, El Burgo, Ardales, Embalse Conde de Guadalhorce y Teba-colegio). Se ha seleccionado un período de 17 años hidrológicos 1981/82-1997/98, en el cual las series de datos cuentan con un registro más completo. Las lagunas de datos han sido completadas mediante regresión lineal, considerando pares de estaciones próximas que muestran la mayor correlación entre sus series temporales de datos de temperatura. En la tabla 3.12 se

resumen los valores medios anuales de temperatura del aire en el área de estudio y la temperatura media en cada una de las estaciones seleccionadas, una vez completadas (en **negrita**) las series de datos originales.

Año hidrológico	Ronda-OP	Quejigales	El Burgo	Ardales	Emb. Conde de Guadalhorce	Teba-colegio	Temperatura media (°C)
1981/1982	14,1	10,5	13,7	14,5	15,3	15,8	14,0
1982/1983	13,4	10,8	14,7	12,6	15,8	15,1	13,7
1983/1984	13,8	10,6	14,3	13,3	15,5	15,0	13,8
1984/1985	14,3	11,0	14,9	15,7	16,5	16,3	14,8
1985/1986	14,3	11,0	15,4	16,1	17,3	16,4	15,1
1986/1987	14,6	11,1	15,5	16,2	17,4	16,6	15,2
1987/1988	14,1	10,7	15,6	15,6	17,0	15,9	14,8
1988/1989	15,2	10,8	15,7	15,8	18,3	17,1	15,5
1989/1990	16,2	11,4	15,9	16,9	17,7	17,0	15,9
1990/1991	17,0	10,4	15,2	15,6	16,4	15,3	15,0
1991/1992	15,6	10,2	14,5	15,7	16,6	15,6	14,7
1992/1993	15,5	10,2	14,5	15,8	16,5	15,3	14,7
1993/1994	16,5	10,7	15,1	16,1	16,9	16,0	15,2
1994/1995	17,0	10,9	16,2	17,4	17,7	16,6	16,0
1995/1996	16,6	9,8	15,7	17,3	17,4	15,6	15,4
1996/1997	16,5	10,4	14,5	17,5	17,0	15,6	15,3
1997/1998	16,3	10,8	15,7	17,4	17,6	15,9	15,6
Máximo	17,0	11,4	16,2	17,5	18,3	17,1	16,0
Mínimo	13,4	9,8	13,7	12,6	15,3	15,0	13,7
Media	15,3	10,7	15,1	15,9	16,9	16,0	15,0

Tabla 3.12. Valores medios anuales de temperatura del aire (°C) en las estaciones consideradas durante el período 1981/82-1997/98. Los datos en **negrita** corresponden a los valores completados mediante regresión lineal.

Los valores medios anuales de la temperatura del aire están comprendidos entre 10,7 °C, en la estación termométrica de Quejigales, y 16,9 °C, en la del Embalse Conde de Guadalhorce (Tab. 3.12). El año hidrológico más cálido en la mayoría de las estaciones es 1994/95 (16,0 °C), mientras que el más frío es 1982/83 (13,7 °C). El valor medio de temperatura, representativo del área estudiada en el período 1981/82-1997/98, es de 15,0 °C y coincide con el valor medio histórico estimado por Jiménez *et al.* (2007) en el mismo período en toda la Serranía de Ronda.

La figura 3.21 muestra las variaciones temporales de los valores medios anuales de la temperatura del aire en las estaciones seleccionadas, durante los 17 años hidrológicos que constituyen el período de estudio.

El valor máximo de la temperatura anual media se registra en la estación del Embalse Conde de Guadalhorce, en el año 1988/89 (18,3 °C, en la Tab. 3.12 y Fig. 3.21). Por el contrario, la temperatura media anual mínima es de 9,8 °C y se registra en la estación de Quejigales, en el año hidrológico 1995/96. La estación termométrica en la que se registra la mayor amplitud térmica es la de Ardales, mientras que la de Quejigales muestra el mínimo

rango de variación de los datos anuales de temperatura media. En general, las evoluciones muestran una tendencia creciente a lo largo del período considerado (1981/82-1997/98) en la mayoría de las estaciones, salvo en la estación termométrica de Quejigales, cuyos datos decrecen ligeramente.

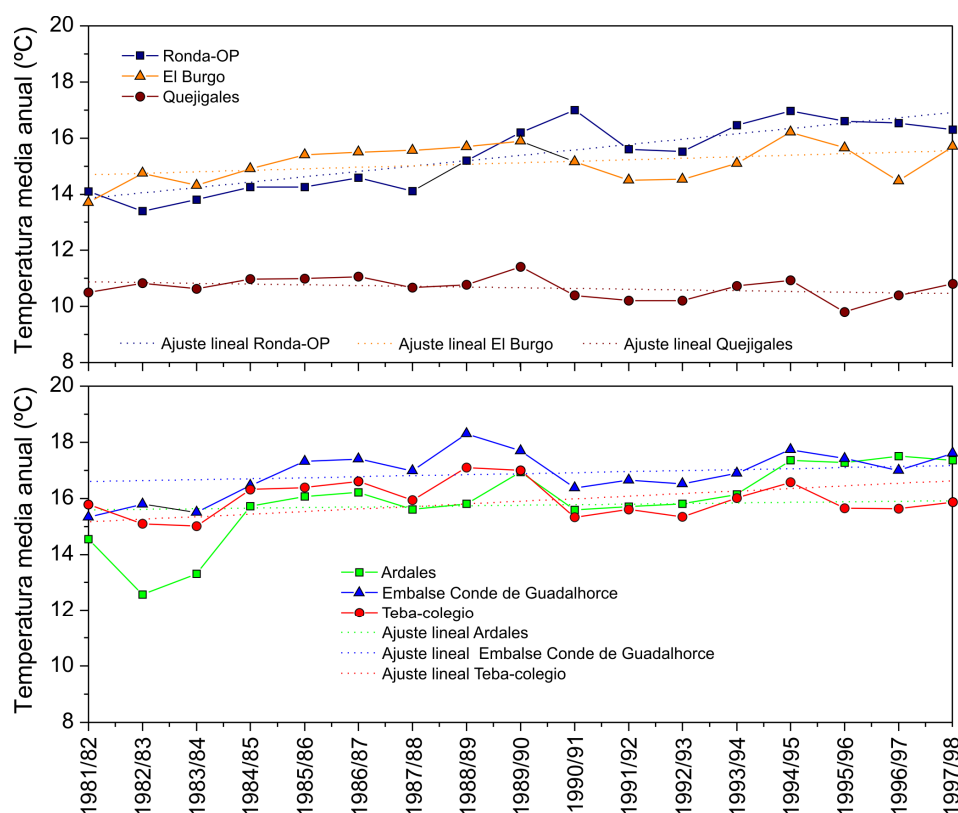


Figura 3.21. Evolución de la temperatura del aire media anual en las estaciones termométricas consideradas en el área de estudio, durante el período 1981/82-1997/98.

El análisis de la temperatura media mensual (Tab. 3.13 y Fig. 3.22) pone de manifiesto que los valores mínimos se registran en el mes de enero, mientras que los máximos se alcanzan en agosto, coincidiendo con las épocas más húmedas y más secas en el área de estudio, respectivamente. Los valores medios de temperatura muestran variaciones sustanciales entre estaciones de medida ubicadas a altitudes diferentes (Figs. 3.21 y 3.22). El caso más significativo es el de la estación de Quejigales (1.290 m s.n.m.), en la que, por término medio, la temperatura media difiere algo más de 6 °C con respecto a la estación del Embalse Conde de Guadalhorce, situada a la cota más baja (346 m s.n.m.).

El valor de amplitud térmica mensual (Tab. 3.13 y Fig. 3.22) es algo más elevado en las zonas de cumbres (estación de Quejigales) y en la parte oriental del área de estudio (estaciones del Embalse Guadalhorce y de Teba-Colegio). El valor máximo de amplitud térmica mensual se ha registrado en la estación de Teba-Colegio, donde la diferencia entre la temperatura máxima y mínima es de 17,2 °C.

Mes	Ronda-OP	Quejigales	El Burgo	Ardales	Emb. Conde de Guadalhorce	Teba-colegio
Octubre	15,9	11,5	15,9	16,4	17,5	16,9
Noviembre	12,6	7,6	12,0	12,7	13,4	12,2
Diciembre	9,8	4,9	9,3	10,2	10,6	9,5
Enero	8,6	3,6	8,3	8,6	9,5	8,1
Febrero	9,6	4,5	9,3	9,9	10,7	9,3
Marzo	11,7	6,7	11,4	12,2	13,0	12,2
Abril	12,4	7,5	12,6	13,6	14,5	13,3
Mayo	15,4	10,6	15,5	16,8	17,7	16,5
Junio	19,6	15,1	19,4	20,5	22,1	21,0
Julio	23,8	19,7	23,2	23,9	25,6	25,2
Agosto	23,9	19,7	23,5	24,3	25,6	25,3
Septiembre	20,8	16,6	20,9	21,2	22,5	21,8
Máximo	23,9	19,7	23,5	24,3	25,6	25,3
Mínimo	8,6	3,6	8,3	8,6	9,5	8,1
Amplitud	15,3	16,1	15,2	15,7	16,1	17,2

Tabla 3.13. Valores medios mensuales de temperatura del aire en el área de estudio durante el período 1981/82-1997/98.

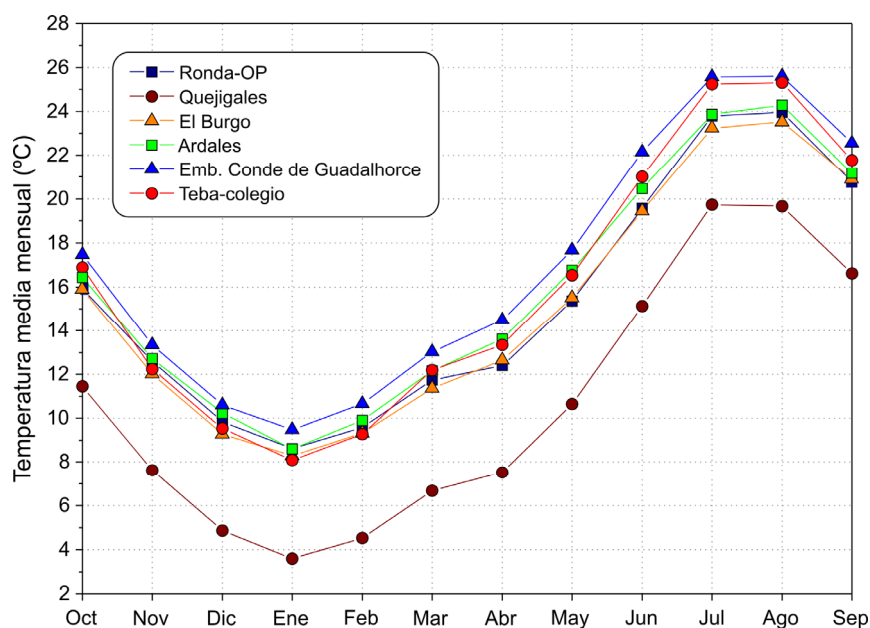


Figura 3.22. Valores de la temperatura media mensual del aire en varias estaciones termométricas durante el período 1981/82-1997/98.

Se ha llevado a cabo una correlación entre la temperatura media del aire de las estaciones consideradas y la altitud (Fig. 3.23). El coeficiente de correlación entre ambas variables es altamente significativo ($R^2= 0,93$), lo que permite constatar que la temperatura del aire está condicionada por el relieve. El gradiente termométrico en el área de estudio es de $-0,6\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ de altitud.

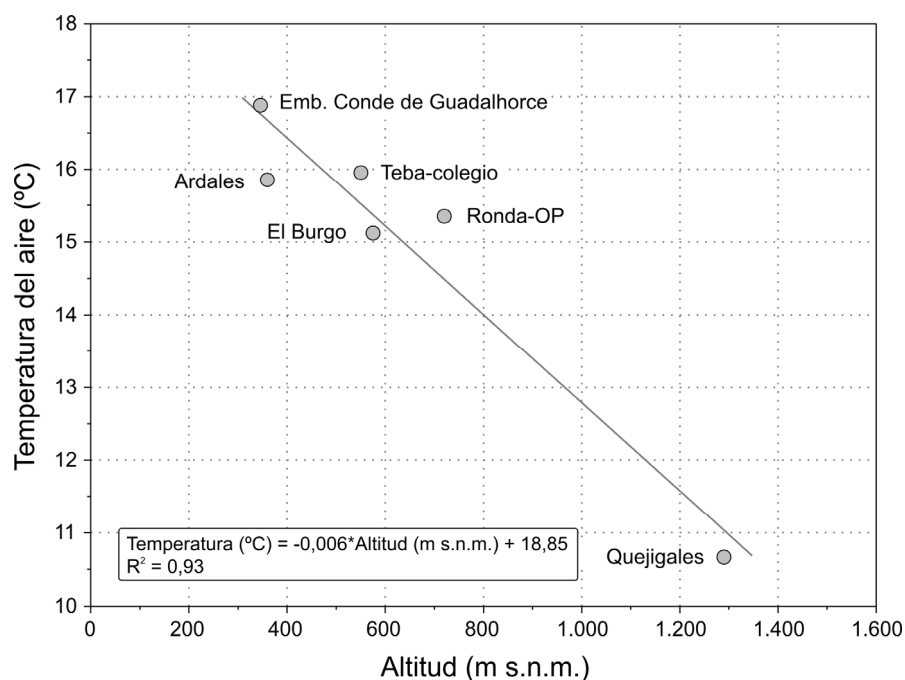


Figura 3.23. Relación entre la temperatura del aire y la altitud de las estaciones termométricas consideradas en el análisis del período 1981/82-1997/98.

3.4.3 Temperatura del aire durante el período de investigación (2007/08-2009/10)

Se han considerado los datos de las estaciones termométricas Ronda-CSE, Añoreta, Embalse Guadalhorce-Guadalteba, Embalse del Guadalteba y Teba-colegio para el estudio de la temperatura del aire durante los tres años hidrológicos que constituyen el período de investigación. Esta selección está motivada por el registro mucho más completo de las 5 estaciones desde 2007/08 a 2009/10. Las series de datos de las estaciones de Ronda-CSE y Añoreta han sido completadas (valores en negrita, en la tabla 3.14) debido a la falta de datos diarios, que en ningún caso supera el 15 % de la longitud total de las series. El resto de las estaciones cuenta con un registro diario completo. Los valores medios anuales de la temperatura de las estaciones anteriores durante el período de investigación se ilustran en la tabla. 3.13.

La temperatura media del aire está comprendida entre 13,6 °C (Añoreta) y 18,7 °C (Teba-colegio), con un valor promedio de 16,2 °C (Tab. 3.14). Este último valor es algo más elevado que el de 15 °C, calculado para el período histórico (1981/82-1997/98). La diferencia entre ambos valores medios de temperatura está influenciada por la exclusión de la estación de Quejigales del análisis realizado a partir de los datos correspondientes al período de investigación.

Año hidrológico	Ronda-CSE	Añoreta	Embalse del Guadalh.-Guadalt.	Embalse del Guadateba	Teba-colegio	Temperatura media (°C)
2007/08	14,0	13,4	16,8	17,4	19,3	16,2
2008/09	14,0	13,3	16,6	17,0	19,8	16,1
2009/10	15,7	14,1	17,4	17,8	17,1	16,4
Máximo	15,7	14,1	17,4	17,8	19,8	16,4
Mínimo	14,0	13,3	16,6	17,0	17,1	16,1
Media	14,6	13,6	16,9	17,4	18,7	16,2

Tabla 3.14. Valores medios anuales de la temperatura del aire durante el período de investigación.

La presente investigación se ha desarrollado en una época generalmente cálida como se deduce al comparar los datos de la tabla 3.14 con las series históricas de temperatura de la tabla 3.13. De los 3 años hidrológicos considerados, el más frío es 2008/09, con 16,1 °C (Tab. 3.14), mientras que el más cálido es el año 2009/10, con 16,4 °C. No obstante, la variación de los valores de temperatura media entre todos ellos es exigua, como máximo de 0,3 °C.

En la figura 3.24 se representa la evolución temporal de la temperatura media mensual las estaciones seleccionadas para el período de investigación. Las estaciones que se localizan en la parte SO del área de estudio presentan valores de temperatura generalmente más bajos que las ubicadas en el extremo NE. Al igual que ocurre con el análisis de las series históricas de temperatura, los valores máximos tienen lugar en los meses de julio y agosto y los mínimos se registran entre diciembre y febrero. La mayor amplitud térmica mensual se registra en la estación de Teba-colegio, con 16,6 °C.

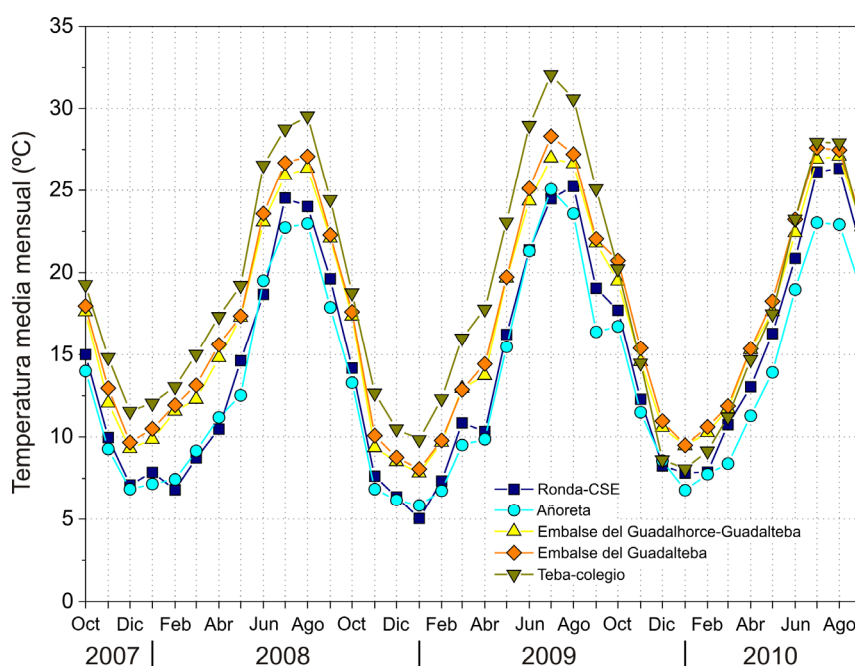


Figura 3.24. Variaciones de la temperatura media mensual del aire de las estaciones termométricas del área de estudio durante el período de investigación.

4. CARACTERÍSTICAS HIDROGEOLÓGICAS GENERALES DE LA SERRANÍA ORIENTAL DE RONDA

4.1. CONSIDERACIONES PREVIAS

En el marco de la presente investigación se ha utilizado el término **Serranía oriental de Ronda** (véase apartado 1.2) para designar al área de estudio, en la que se engloban los acuíferos de naturaleza carbonática (y otras formaciones permeables relacionadas con ellos), localizados inmediatamente al E de la ciudad de Ronda: sierras de Hidalgo, Blanquilla, Merinos, Colorado, Carrasco, Ortégicar, Matagayar, Teba y Peñarrubia.

En este apartado se sintetizan los antecedentes recopilados sobre la hidrogeología del área investigada y se realiza una descripción conjunta de los principales acuíferos carbonáticos, que son objeto de estudio en la presente Tesis Doctoral.

Se ha llevado a cabo la definición de los límites y de la geometría de los acuíferos a partir de la información geológica y estructural disponible, así como de las cotas de surgencia de manantiales y piezometría en sondeos. Se describen las principales características hidrodinámicas (caudales y piezometría) de los manantiales y sondeos de mayor interés. Además, se analiza la información hidrotérmica, hidroquímica (mineralización del agua y procesos hidrogeoquímicos implicados en ella), la fluorescencia natural y los datos isotópicos.

El análisis de toda la información hidrogeológica permite diferenciar distintos acuíferos en los macizos que constituyen la Serranía oriental de Ronda. En capítulos sucesivos, se llevará a cabo el análisis detallado de cada uno de los sistemas diferenciados.

4.2. ANTECEDENTES

La primera referencia de investigación hidrogeológica sobre el área de estudio corresponde a la Tesis de Licenciatura de Fernández (1980), en la que llevó a cabo una aproximación a las características hidrogeológicas generales de los macizos kársticos de las sierras de Carrasco, Colorado, Merinos y Blanquilla. Estimó los recursos hídricos medios renovables de los acuíferos en 48,3 hm³/año, distribuidos como sigue: 1,3 hm³/año en el

sector denominado Sierra de los Merinos S, 23 hm³/año en el conjunto Carrasco-Colorado-Merinos N y 24 hm³/año en Sierra Blanquilla. No obstante, dicho autor se centró principalmente en la hidrogeología de la cuenca del Arroyo de la Ventilla y en el estudio de la fracturación de las sierras citadas anteriormente. Los resultados más relevantes se publicaron en la comunicación científica de Fernández *et al.* (1981).

El IGME (1983) efectuó investigaciones hidrogeológicas de los acuíferos carbonáticos incluidos en el área de estudio, en el marco del Programa Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas (PNIAS). En el informe técnico nº 4 del PNIAS, se definió el **sistema acuífero** nº 36 “Mesozoico calizo-dolomítico de la Serranía de Ronda” (Fig. 4.1), que incluía todos los acuíferos carbonáticos no costeros de la parte occidental de la provincia de Málaga (y algunos sectores orientales de la provincia de Cádiz). Respecto a los sistemas carbonáticos al E de la Depresión de Ronda, se distinguieron cuatro acuíferos: Sierra y Llanos de Carrasco-Merinos S, Colorado-Ortegícar y Merinos E, Sierra Hidalga y Sierra Blanquilla E y O. Se evaluaron los recursos hídricos totales y las superficies permeables en cada uno de ellos, que resultan ser: 5,9 hm³/año y 14,95 km²; 12,09 hm³/año y 28,01 km²; 12,5 hm³/año y 35,78 km² y 2,9 hm³/año y 8,39 km², respectivamente. En el balance hidrogeológico llevado a cabo se determinó un caudal deficitario de 1,1 hm³/año para el sistema Carrasco-Merinos S y excedentario de 2,41 hm³/año para el acuífero Colorado-Ortegícar y Merinos E. En el resto de sistemas, el balance estaba equilibrado. Los recursos estimados por el IGME para el acuífero constituido por las sierras de Teba y Peñarrubia y por el Cerro de la Lentejuela, con una superficie de afloramientos permeables de 10,37 km², son de 2,68 hm³/año.

La Diputación Provincial de Málaga (DPM, 1988) elaboró el Atlas Hidrogeológico de la provincia considerando los sistemas acuíferos como **Unidades Hidrogeológicas** (Fig. 4.1). En este documento, se dedicó un capítulo a la unidad hidrogeológica de la Serranía de Ronda, en la que se diferenciaron tres acuíferos principales: el constituido por las sierras de Carrasco, Colorado, Merinos y Ortegícar, con una extensión de 43 km² y unos recursos hídricos mínimos de 17 hm³/año; el acuífero de Sierra Blanquilla, con 36 km² y 12,5 hm³/año de recursos de agua subterránea; y el acuífero de Sierra Hidalga, con 8 km² y unos recursos de 3 hm³/año. El flujo subterráneo desde las unidades carbonáticas de la Serranía de Ronda hacia el acuífero detrítico de la depresión del mismo nombre se cuantificó en 10 hm³/año. También se incluyó un apartado para acuíferos de menor entidad, como el que constituye la Sierra de Teba (Teba-Peñarrubia-Lentejuela), cuyos afloramientos permeables presentan una extensión de 10 km² y unos recursos hídricos subterráneos que se estiman en 2,7 hm³/año.

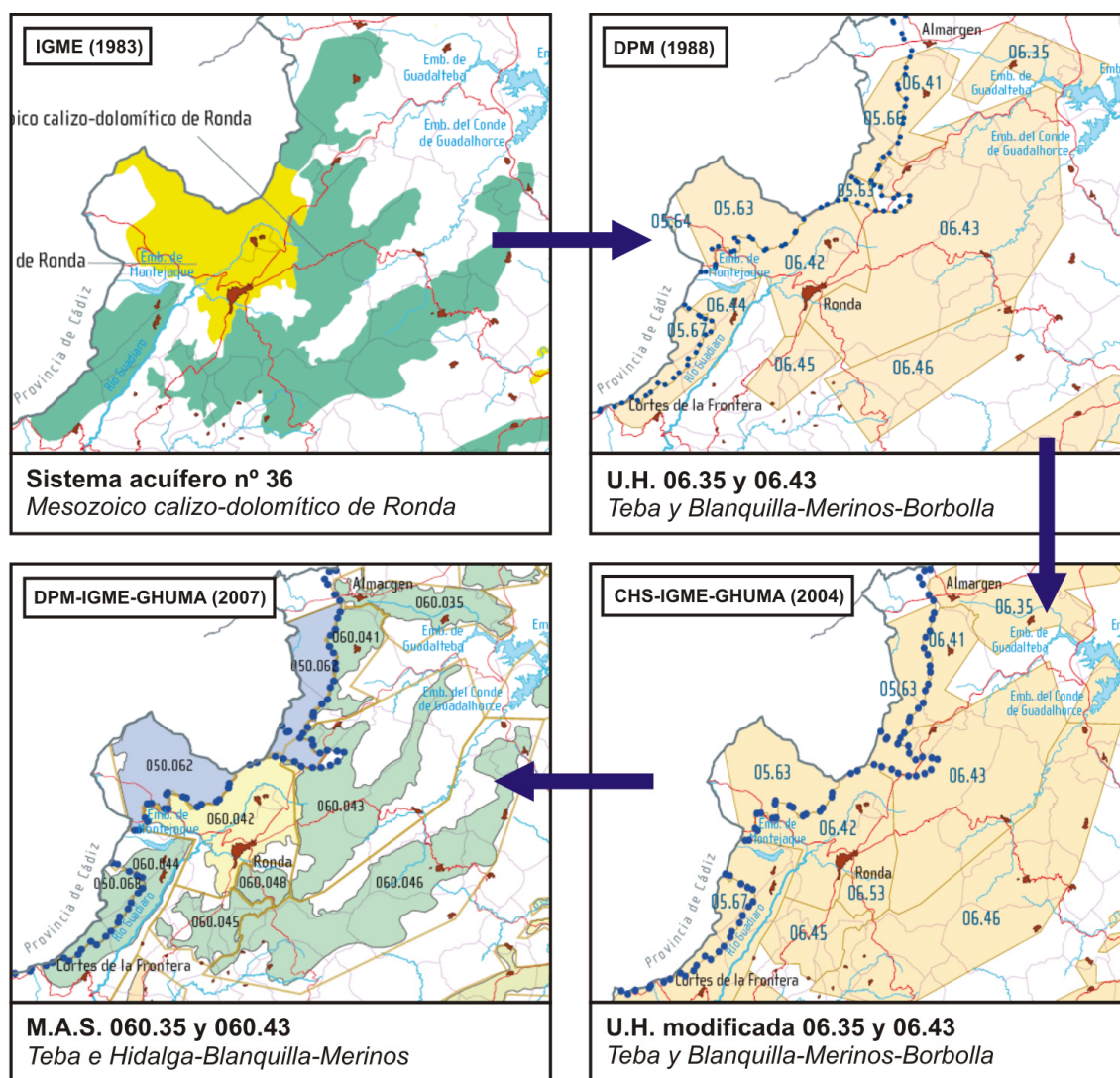


Figura 4.1. Definiciones administrativas de los acuíferos carbonáticos incluidos en el área de estudio, realizada por distintos organismos públicos (modificado de Fernández Ruíz, 2007).

El Servicio Geológico de Obras Públicas (SGOP, 1990), en su estudio “Unidades hidrogeológicas de la España peninsular e Islas Baleares” estimó unos recursos de 43,4 hm³/año, con una superficie de recarga de 87 km², para la Unidad Hidrogeológica nº 43 (Sierra Blanquilla-Merinos-Borbolla).

La antigua Confederación Hidrográfica del Sur (CHS), junto con el IGME y el Grupo de Hidrogeología de la Universidad de Málaga (GHUMA), efectuaron una redefinición de las unidades hidrogeológicas de la Cuenca Sur (CHS-IGME-GHUMA, 2004), en la que los principales acuíferos carbonáticos de la Serranía oriental de Ronda (Fig. 4.1) quedaron incluidos en las **unidades hidrogeológicas** Sierra Blanquilla-Merinos-Borbolla (nº 06.43) y Sierra de Teba (nº 06.35).

Con motivo de la acusada sequía que afectó a todo el S peninsular durante la primera mitad de la década de los noventa, la Dirección General de Obras Hidráulicas (DGOH) del Ministerio de Obras Públicas acometió un plan de actuaciones de emergencia. Entre éstas destaca el estudio para captar agua subterránea de los acuíferos de la cuenca del Guadalteba y de la Sierra del Valle de Abdalajís, destinada al abastecimiento de la ciudad de Málaga, que fue encargado al Grupo de Hidrogeología de la Universidad de Málaga -GHUMA- (DGOH-GHUMA, 1995). Se realizaron trabajos de reconocimiento geológico y exploración geofísica e hidrogeológica de parte del área estudiada en la presente Tesis Doctoral (entre las sierras de Teba, Ortegícar y Merinos), a partir de los cuales se perforaron siete sondeos de investigación y se reperforaron otros dos ya existentes y, además, se realizaron varias pruebas de bombeo.

El antecedente más reciente ha consistido en la actualización de la información hidrogeológica de los acuíferos de la provincia de Málaga, llevado a cabo conjuntamente por el IGME, la Diputación Provincial de Málaga y el GHUMA, en la nueva edición del Atlas Hidrogeológico de la provincia de Málaga (DPM-IGME-GHUMA, 2007). En el tomo 2 del atlas se dedican sendos capítulos a las denominadas **masas de agua subterránea** (según la terminología de la Directiva Marco Europea del Agua, 2000) que incluyen las formaciones acuíferas aquí investigadas (Jiménez *et al.*, 2007; Carrasco *et al.*, 2007). Los códigos identificativos de las dos masas de agua subterránea correspondientes son (Fig. 4.1): 060.043 para designar la de Hidalga-Blanquilla-Merinos y 060.035 para la de la Sierra de Teba.

4.3 LÍMITES Y GEOMETRÍA

Los relieves que conforman la Serranía oriental de Ronda comprenden un conjunto de sierras alineadas según la dirección NE-SO, que se extienden a lo largo de una superficie aproximada de 390 km². De ésta, 104 km² corresponden a afloramientos carbonáticos, distribuidos entre las sierras Hidalga (12,8 km²), Blanquilla (35,2 km²), Merinos, Colorado y Carrasco (estas últimas con 43,2 km²), Ortegícar y Matagayar (5,5 km²) y Teba y Peñarrubia (7,2 km²). Se trata calizas y dolomías jurásicas pertenecientes al dominio geológico Subbético Interno occidental o Penibético, que constituyen formaciones permeables por fisuración/fracturación y karstificación.

Todos los acuíferos jurásicos están delimitados, en cartografía, por contactos estratigráficos con materiales impermeables, infra o suprayacentes, y por contactos

mecánicos de diverso tipo, tales como superficies de falla, normales o localmente inversas (véanse mapas geológico e hidrogeológico adjuntos). Las calizas y dolomías jurásicas presentan continuidad en profundidad, por debajo de las margocalizas cretácicas y materiales del Flysch, hacia el NE, y de calcarenitas miocenas de la Depresión de Ronda, hacia el SO, de manera que la estructura geológica podría permitir la conexión hidrogeológica entre sectores acuíferos limítrofes. Este último aspecto será objeto de discusión en capítulos posteriores.

Los límites de Sierra Hidalga están bien establecidos desde el punto de vista hidrogeológico (mapa geológico y cortes geológicos F-F' y J-J' adjuntos). Una vasta extensión de margocalizas cretácicas, dispuestas en una estructura sinclinal, separa al S y al E esta sierra de la unidad hidrogeológica Yunquera-Nieves (Liñán. 2003), la más septentrional de la Zona Interna de la Cordillera Bética. Al NNE, una superficie de falla normal, en parte fosilizada por materiales cuaternarios, separa Sierra Hidalga del anticlinal del Valle de Lifa, cuyo núcleo está ocupado por materiales arcillosos triásicos, que actúan como barrera hidrogeológica. Hacia el O, la sierra queda delimitada por las dolomías triásicas (Muschelkalk) de Ronda.

Sierra Blanquilla está limitada al NO, NE y SE por margas y margocalizas cretácicas (mapa geológico y corte geológico E-E' adjuntos), aunque la naturaleza de los contactos difiere en gran medida. El límite NO separa Sierra Blanquilla de la Sierra de los Merinos mediante una falla inversa, de manera que las formaciones jurásicas de la primera se superponen sobre materiales cretácicos. En el borde SE, las calizas y dolomías jurásicas están en contacto con las margas y margocalizas cretácicas mediante fallas normales que tienen continuidad hacia el Valle del Río Turón. En el extremo SO, las calizas y dolomías jurásicas quedan limitadas por arcillas con evaporitas triásicas (anticlinal de Lifa) y por calcarenitas miocenas de la Depresión de Ronda (mapa geológico y corte geológico F-F' adjuntos). En el sector del Cerro de Juan Pérez, el acuífero carbonático queda aislado en cartografía a favor de superficies de falla inversa (mapa geológico y corte geológico D-D' adjuntos).

Los macizos carbonáticos que constituyen las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco se ponen en contacto -al S y SE- con los materiales impermeables cretácicos, mediante una superficie de falla inversa en el sector de la Sierra de los Merinos y un contacto estratigráfico en el de la Sierra de Colorado (mapa geológico y cortes geológicos D-D' y E-E' adjuntos). El borde N y NE está sellado por margocalizas cretácicas y arcillas del Flysch, estas últimas cabalgantes sobre la pila de materiales mesozoicos (mapa geológico y corte geológico G-G' adjuntos). Bajo los materiales impermeables continúan, en profundidad, los

carbonatos jurásicos de la Sierra de Colorado, hecho que ha sido constatado mediante un sondeo de investigación realizado al NO de la población de Serrato (en el entorno del manantial de Cañamero), que intersectó calizas jurásicas a 34 m de profundidad. Por su parte, la prolongación de las calizas de la Sierra de los Merinos en profundidad, hacia el NE, se ha puesto de manifiesto en el Barranco de Palomeras, donde existe un pequeño afloramiento calizo, a modo de *horst*, desgajado de la estructura principal. Esto se ha corroborado en uno de los sondeos perforados en dicho afloramiento (mapa geológico y corte geológico H-H' adjuntos), en el que se detectan calizas jurásicas a partir de 335 m de profundidad. En otro sondeo, situado en el límite NE de la Sierra de Colorado (contacto entre calizas jurásicas y margocalizas cretácicas), se perforaron más de 300 m de calizas jurásicas sin llegar a intersectar el sustrato triásico, lo que atestigua la gran potencia de materiales carbonáticos en este sector.

Al O del área de estudio, las calcarenitas de la Depresión de Ronda se disponen discordantes sobre las calizas jurásicas (mapa geológico y cortes geológicos F-F', G-G' y H-H' adjuntos), por lo que la estructura en pliegues anticlinales y sinclinales también subyace bajo el acuífero mioceno, probablemente favorecido por fallas transversales a los bloques que hunden hacia la depresión. No obstante, la presencia de materiales triásicos a lo largo del borde occidental segmenta las formaciones jurásicas y condiciona el espesor acuífero, que decrece hacia el O.

La Sierra de Ortegícar y el Cerro de Matagayar quedan limitados por materiales cretácicos (mapa geológico y cortes geológicos A-A', B-B' y C-C' adjuntos), mediante fallas normales (SE) y contactos estratigráficos (NO). Las arcillas y areniscas del Flysch, que afloran extensamente en las proximidades, cabalgan sobre el conjunto de materiales mesozoicos. Algo parecido ocurre con las calizas jurásicas de las sierras de Teba y Peñarrubia que, en el borde S, limitan con margocalizas cretácicas mediante un contacto estratigráfico, mientras que, al N, contactan con materiales neógeno-cuaternarios, así como con otros dominios geológicos más septentrionales (mapa geológico y corte geológico C-C' adjuntos).

Los cuatro macizos carbonáticos jurásicos más orientales del área de estudio (Ortegícar, Matagayar, Teba y Peñarrubia), representan la prolongación nororiental de las formaciones y estructuras geológicas que se hallan al SO (mapa geológico y corte geológico C-C' adjuntos). Esta continuidad geológica en profundidad y la estructura fuertemente compartimentada ha sido deducida de los estudios geológicos y de prospección geofísica (Figs. 2.7 y 2.8). Así, las sierras de Ortegícar, Teba y Peñarrubia y el Cerro del Matagayar

forman parte del conjunto de bloques (*horst*), que han quedado elevados tectónicamente con respecto a la estructura geológica intermedia (*graben*), denominada Cubeta del Guadalteba.

En definitiva, la historia tectónica del área de estudio, que condiciona la configuración de los relieves más elevados (sierras calizas) es un factor, entre otros, a tener en cuenta para investigar las características hidrogeológicas de estos acuíferos. Cabe destacar el papel que desempeñan los núcleos anticlinales de las estructuras plegadas y las discontinuidades que las limitan, especialmente el conjunto de fallas N35°E (orientadas según la dirección principal de fracturación NE-SO) y el sistema de fracturas N165°E, que parecen condicionar más la compartimentación en bloques de los diferentes sectores acuíferos.

4.4. INVENTARIO DE PUNTOS DE AGUA

El inventario de puntos de agua más completo en el área de estudio fue realizado por el IGME (1983), aunque las descripciones más detalladas de los principales manantiales relacionados con los acuíferos jurásicos de la Serranía oriental de Ronda fueron llevadas a cabo por Fernández (1980).

Con motivo del estudio de DGOH-GHUMA (1995) se efectuó un minucioso inventario de puntos de agua que posteriormente se amplió con la perforación de 7 nuevos sondeos realizados en el marco de las actuaciones propuestas.

Desde agosto de 2007 hasta mayo de 2010, como parte de la presente investigación, se completó y actualizó el inventario de puntos de agua existente, a partir de los trabajos de campo y de los datos recopilados. La información actualizada de manantiales, piezómetros y sondeos, que hace referencia a su localización, código y cota de surgencia o piezométrica, se incluye en el mapa hidrogeológico adjunto. Todos los puntos han sido representados espacialmente con la ayuda de un Sistema de Información Geográfica (SIG). Para ello, se ha utilizado el sistema UTM de proyección de coordenadas WGS 1984 zona 30N. La cota de cada punto se ha deducido a partir de las hojas topográficas del Instituto Geográfico Nacional a escala 1:10.000.

Para la referenciación de los puntos de agua se ha utilizado una nomenclatura consistente en una letra seguida de un número. La letra se refiere al tipo de punto (M: manantial; P: piezómetro; S: sondeo), mientras que el número indica un orden creciente, desde los puntos ubicados más al S hasta los que lo se encuentran más al N (conforme varía la latitud). El total de puntos considerados es 89. Cabe resaltar el inventario de 3 nuevos

manantiales (Abusín, M-1; Camarero, M-2; y Buenavista, M-6), a los que se les han asignado un topónimo cercano con objeto de facilitar su localización (Tab. 4.1).

4.4.1 Manantiales

El inventario de manantiales en el área de estudio consta de 27 puntos de agua (Tab. 4.1 y mapa hidrogeológico adjunto). La mayor densidad de surgencias se localiza en la parte más meridional, particularmente en el Valle del Río Turón y en el área de la Fuensanta, aunque también existe un buen número de manantiales en la parte noroccidental, en el extremo NE de las sierras de los Merinos y de Colorado.

Denominación	Referencia	x-UTM [m]	y-UTM [m]	Cota [m s.n.m.]	Término municipal
Abusín	M-1	312.742	4.065.118	785	Ronda
Camarero	M-2	312.371	4.065.826	765	Ronda
Hidalga	M-3	313.532	4.068.782	855	Ronda
Los Sauces	M-4	322.631	4.069.413	765	El Burgo
Convento	M-5	324.619	4.069.841	710	El Burgo
Buenavista	M-6	320.296	4.070.036	725	Ronda
Tp-Fuensanta	M-7	323.886	4.070.792	660	El Burgo
Portillo	M-8	323.119	4.070.795	685	El Burgo
Tp2-Hierbabuena	M-9	320.957	4.070.844	670	El Burgo
Pista Turón	M-10	321.558	4.071.148	660	El Burgo
Tp1-Hierbabuena	M-11	321.674	4.071.363	655	El Burgo
Fuensanta	M-12	325.045	4.071.696	620	El Burgo
Pista Hierbabuena	M-13	322.718	4.071.880	680	El Burgo
Hierbabuena	M-14	322.084	4.071.882	645	El Burgo
El Burgo	M-15	323.107	4.072.284	600	El Burgo
Ventilla	M-16	312.466	4.073.773	740	Ronda
Víbora Alta	M-17	323.877	4.077.673	1.030	El Burgo
Chaparrillal	M-18	322.724	4.078.829	775	Ronda
Rabadán	M-19	322.844	4.079.209	710	Ronda
Barranco de Palomeras	M-20	322.701	4.081.399	560	Ronda
Cortijo del Barranco	M-21	322.368	4.081.821	560	Ronda
Prado Medina	M-22	320.899	4.082.631	660	El Burgo
Fuentezuela	M-23	317.578	4.082.658	745	Cuevas del Becerro
Carrizal	M-24	317.865	4.082.750	740	Cuevas del Becerro
Arroyo Cerezo	M-25	326.319	4.083.692	610	Cañete la Real
Cañamero	M-26	321.940	4.084.918	540	Ronda
Torrox	M-27	332.703	4.094.573	370	Teba

Tabla 4.1. Denominación, referencia, coordenadas y cota de surgencia de los manantiales inventariados en el área de estudio.

La mayoría de los puntos inventariados corresponde a manantiales de “borde” (p.e. El Burgo, M-15; Hierbabuena, M-14; Torrox, M-27; etc.), cuya emergencia está condicionada

por el contraste de permeabilidad entre las rocas carbonáticas acuíferas y los materiales adyacentes de baja permeabilidad (Tab. 4.1 y mapa hidrogeológico adjunto). También existen surgencias cuya descarga presenta una componente vertical de flujo de agua subterránea. Esto ocurre en sectores parcialmente confinados de los acuíferos, como en las inmediaciones de los manantiales de Cañamero (M-26) y del Barranco de Palomeras (M-20).

Existen cuatro manantiales no permanentes, de tipo *trop-plein* (referenciados con el prefijo Tp- en la tabla 4.1), que son activos sólo en condiciones de alta recarga, cuando la surgencia principal con la que están relacionados no puede evacuar todo el caudal de agua.

Las cotas de surgencia de los manantiales varían según el área considerada (Tab. 4.1 y mapa hidrogeológico adjunto). En la parte más meridional se sitúan en torno a 760 m s.n.m., salvo en el manantial de Hidalgo (M-3, 855 m s.n.m.). El drenaje de Sierra Hidalgo tiene lugar hacia el Río Grande, a través de los manantiales de Abusín (M-1, 785 m s.n.m.) y Camarero (M-2; 765 m s.n.m.), aunque el principal punto de descarga se encuentra a cota más baja, en el manantial de Buenavista (M-6, 725 m s.n.m.), al E del Valle de Lifa, en el cauce del Río Turón.

La zona de descarga más importante de Sierra Blanquilla se localiza en su borde S, en el Valle del Río Turón y está definida por un conjunto de manantiales caudalosos, permanentes y *trop plein* (Tab. 4.1 y mapa hidrogeológico adjunto), con altitudes comprendidas entre los 600 m s.n.m. de la surgencia de El Burgo (M-15) y los 670 m s.n.m. del manantial de Tp2-Hierbabuena (M-9).

En el límite S del área de estudio, en el área del Arroyo de la Fuensanta (mapa hidrogeológico adjunto), el drenaje de las margas y margocalizas cretácicas, cuya composición muestra una fracción más carbonática (calizas margosas), se produce por numerosas surgencias -generalmente de poco caudal-, permanentes y temporales, entre las que destaca la de la Fuensanta (M-12, 620 m s.n.m.; Tab. 4.1). Este conjunto de manantiales, próximos a la población de El Burgo, drenan sus aguas entre las cotas 620 m s.n.m. y 765 m s.n.m.

La descarga de aguas subterráneas de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco se realiza por varios puntos, situados a diferentes cotas, lo cual es indicativo del grado de compartimentación tectónica e hidrogeológica que afecta a dichos macizos (mapa hidrogeológico adjunto). La descarga más significativa de las sierras de los Merinos y Colorado tiene lugar hacia el borde NE, por los manantiales permanentes de Cañamero (M-26, 540 m s.n.m.; Tab. 4.1) y del Barranco de Palomeras (M-20, 560 m s.n.m.) y por el *trop plein* de Prado Medina (M-22, 660 m s.n.m.), asociado al manantial de Cañamero, que drena

elevados caudales en condiciones de abundante recarga. La Sierra de Carrasco, descarga los recursos subterráneos, tanto hacia el NE como al SO, por los manantiales del Carrizal (M-24) y de la Ventilla (M-16), respectivamente, ambos situados a la misma cota de surgencia (740 m s.n.m.). Por otro lado, debe existir transferencia (drenaje no visible) de aguas subterráneas desde el extremo SO de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco hacia la Depresión de Ronda.

En la parte nororiental del área de estudio (mapa hidrogeológico adjunto), en la Sierra de Ortegícar y en el Cerro de Matagayar, no se tiene constancia de que haya manantiales relacionados con su drenaje.

Finalmente, el manantial de Torrox constituye la única descarga de agua subterránea de las sierras de Teba y Peñarrubia (Tab. 4.1 y mapa hidrogeológico adjunto). Esta surgencia se encuentra a la cota más baja de todas las surgencias inventariadas (370 m s.n.m.).

4.4.2 Sondeos

En los acuíferos de la Serranía oriental de Ronda se han inventariado 61 perforaciones (Tab. 4.2 y mapa hidrogeológico adjunto): 12 piezómetros y 49 sondeos. Aunque las perforaciones en las rocas carbonáticas son las que presentan mayor interés, también se han incluido en el inventariado algunas realizadas en otro tipo de materiales (p.e. margocalizas cretácicas, calcarenitas miocenas, etc), con la intención de conocer las posibles relaciones hidrogeológicas entre las distintas formaciones geológicas.

La distribución de las cotas piezométricas en los sondeos perforados en materiales jurásicos presenta variaciones significativas en función del sector que se considere, al igual que ocurre con las cotas de surgencia de los manantiales (Tabs. 4.1 y 4.2 y mapa hidrogeológico adjunto). La cota piezométrica disminuye, en términos generales, desde la parte central del área de estudio hacia los bordes SO (Depresión de Ronda) y NE (sierras de Teba y Peñarrubia). Así, debe existir una divisoria hidrogeológica que reproduzca, en cierto modo, el límite entre las principales cuencas hidrográficas del área de estudio (ríos Guadalhorce y Guadiaro; véase la figura 2.12), definido por la línea (N-S) de cumbres más elevadas. Esto se deduce de las medidas piezométricas efectuadas en los sondeos de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco, en las que se ubican la mayoría de los sondeos (Tab. 4.2 y mapa hidrogeológico adjunto). Por el contrario, en las sierras Hidalga y Blanquilla no se tiene constancia de sondeos que permitan conocer el nivel piezométrico regional.

Denominación	Referencia	x-UTM [m]	y-UTM [m]	z [m s.n.m.]	Prof. [m]	Cota piez. media [m s.n.m.]	Término municipal
Lifa	S-1	317.567	4.069.151	1.120	-	1.100	Ronda
Coca	P-1	312.372	4.070.808	820	-	745	Ronda
Pescadores	P-2	312.077	4.071.609	775	-	748	Ronda
Espejo	P-3	310.534	4.072.614	750	257	748	Ronda
Aguilar-1	S-2	312.579	4.073.315	760	-	-	Ronda
Aguilar-2	S-3	313.053	4.073.315	780	-	-	Ronda
Navetas-1	S-4	312.865	4.074.033	795	148	742	Ronda
Alcantarilla-2	S-5	312.423	4.075.328	750	50	738	Ronda
Alcantarilla-1	S-6	312.268	4.075.342	750	50	739	Ronda
Navetas-2	P-4	313.978	4.076.001	820	200	761	Ronda
Heredad-2	S-7	311.837	4.076.015	772	-	769	Ronda
Parchite	S-8	311.447	4.076.555	752	-	739	Ronda
Merinos-11	S-9	315.135	4.076.935	831	-	757	Ronda
Merinos-10	S-10	315.504	4.077.044	858	50	799	Ronda
Las Monjas-3	S-11	312.699	4.077.049	790	-	766	Ronda
Ascari-4	S-12	314.339	4.077.051	803	-	760	Ronda
Las Monjas-2	S-13	311.482	4.077.062	760	-	757	Ronda
Ascari-1	S-14	314.103	4.077.543	796	-	-	Ronda
Ascari-2	S-15	314.155	4.077.576	796	-	-	Ronda
Ascari-5	S-16	314.334	4.077.713	800	-	785	Ronda
Merinos-5	S-17	317.315	4.077.892	812	400	552	Ronda
Merinos-9	S-18	315.947	4.077.923	850	-	-	Ronda
Ascari-3	S-19	313.826	4.078.001	789	-	772	Ronda
Heredad-1	S-20	313.546	4.078.154	805	-	-	Ronda
Los Prados	S-21	310.503	4.078.426	760	115	750	Ronda
Las Monjas-1	S-22	311.898	4.078.479	775	75	755	Ronda
Merinos-3	S-23	317.031	4.078.720	865	530	555	Ronda
El Pantano	S-24	311.883	4.078.877	780	75	755	Ronda
Majaco-2	S-25	314.889	4.078.912	840	50	838	Ronda
Merinos-7	S-26	317.323	4.079.173	850	-	590	Ronda
Merinos-2	S-27	316.840	4.079.358	858	310	-	Ronda
Merinos-4	S-28	316.314	4.079.366	848	50	835	Ronda
Merinos-1	S-29	316.661	4.079.383	850	340	-	Ronda
Merinos-6	S-30	316.422	4.079.561	870	150	-	Ronda
Majaco-1	S-31	314.290	4.079.645	825	170	780	Ronda
Alberca-1	S-32	311.085	4.079.949	785	-	772	Ronda
Tejedor	P-5	313.193	4.079.981	790	-	725	Ronda
Alberca-2	S-33	311.673	4.080.347	780	-	-	Ronda
Alberca-4	S-34	312.275	4.080.670	790	-	765	Ronda
Palomeras-2	P-6	322.777	4.081.318	585	172	566	Ronda
Palomeras-3	P-7	322.774	4.081.326	585	220	564	Ronda
Palomeras-1	P-8	322.784	4.081.337	585	380	566	Ronda
Serrana-2	S-35	316.005	4.081.410	845	106	840	Cuevas del Becerro
Alberca-3	S-36	312.183	4.081.545	795	-	-	Ronda
Carrasco-3	S-37	314.181	4.081.922	845	75	-	Ronda
Carrasco-2	S-38	314.715	4.082.450	835	40	-	Ronda
Carrasco-1	S-39	314.727	4.082.467	835	50	-	Ronda
Prado Medina	S-40	320.676	4.083.558	665	305	-	Cuevas del Becerro
Arroyo del Cerezo	P-9	326.298	4.083.812	580	250	566	Cañete la Real
Serrato-2	P-10	321.876	4.084.870	545	90	542	Ronda
Serrato-1	S-41	321.889	4.084.887	543	90	542	Ronda
Ortegicar	S-42	326.536	4.085.751	635	150	490	Cañete la Real
Venta del Cordobés	P-11	330.843	4.089.476	460	305	318	Teba
Cantera Peñarrubia	S-43	334.777	4.093.373	420	-	-	Campillos
Campillos-2	S-44	334.598	4.093.494	405	-	-	Campillos
Campillos-1	S-45	334.763	4.093.555	440	-	-	Campillos
Campillos-3	S-46	334.733	4.093.626	445	245	369	Campillos
Tendedero-3	S-47	334.024	4.093.738	398	200	-	Teba
Peñarrubia	P-12	334.012	4.093.752	398	-	367	Teba
Tendedero-1	S-48	333.696	4.093.801	385	-	-	Teba
Tendedero-2	S-49	333.757	4.093.950	400	198	-	Teba

Tabla 4.2. Principales características de las perforaciones inventariadas (piezómetro: P; sondeo: S) en el área de estudio.

En la parte más occidental, justo en el borde de la Depresión de Ronda, los niveles piezométricos medidos en las captaciones perforadas en las calcarenitas miocenas se sitúan en torno a 760 m s.n.m., aunque llegan a superar 780 m s.n.m. más hacia el NE (Tab. 4.2 y Fig. 4.2). Por ello, se deduce que el flujo subterráneo se dirige desde el extremo SO de los macizos carbonáticos jurásicos (sierras de Carrasco, Colorado, Merinos y Blanquilla) hacia la Depresión de Ronda. El manantial de la Ventilla (740 m s.n.m.) constituye el único punto de descarga visible en este borde. La distribución de las cotas piezométricas en esta zona permite caracterizar la relación hidrogeológica entre los acuíferos jurásicos y mioceno, aspecto que será tratado con más detalle en el apartado 6.3.5.2 de esta Memoria.

En el extremo SO de la Sierra de Colorado, algunos sondeos profundos (Merinos-5, S-17; Merinos-3, S-23; Merinos-7, S-26; Tab. 4.2 y mapa hidrogeológico adjunto), relativamente cercanos entre sí, intersectan niveles piezométricos comprendidos entre 552 m s.n.m y 590 m s.n.m. En este rango se encuentran las cotas de surgencia de los manantiales de Cañamero (M-26, 540 m s.n.m.) y del Barranco de Palomeras (M-20, 560 m s.n.m.) - situados más hacia el NE-, y las cotas piezométricas medias de los sondeos perforados en las inmediaciones de dichas surgencias (Tab. 4.2): Palomeras-1, -2, -3 (P-8, P-6 y P-7; 566, 566, 564 m s.n.m., respectivamente), Arroyo del Cerezo (P-9, 566 m s.n.m.) y Serrato-1 (P-10, 542 m s.n.m.). De lo anterior se deduce que la divisoria hidrogeológica de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco debe encontrarse al SO de los sondeos de los Merinos, próxima al límite con la depresión.

En la parte nororiental del área de estudio, en la Sierra de Ortegícar y en el Cerro de Matagayar (mapa hidrogeológico adjunto), el nivel piezométrico medio registrado en el denominado piezómetro de la Venta del Cordobés (P-11; Tab. 4.2), de 318 m s.n.m., se encuentra aproximadamente 80 metros por debajo del cauce del Río Guadalteba (~ 400 m s.n.m.) en el tramo más próximo a los afloramientos carbonáticos jurásicos. El sondeo de Ortegícar (S-42; Tab. 4.2), con una cota piezométrica media de 490 m s.n.m. está perforado en las calizas jurásicas del extremo más occidental de la sierra homónima pero, como máximo, intersecta 10 m de columna de agua. Por lo tanto, los niveles medidos en sendos sondeos parecen ser poco representativos de la piezometría regional de este sector acuífero.

Los niveles piezométricos medidos en los sondeos de la vertiente S de las sierras de Teba y Peñarrubia están comprendidos entre 367 m s.n.m. y 369 m s.n.m. (Tab. 4.2 y mapa hidrogeológico adjunto), y son similares a la cota de surgencia del manantial de Torrox (M-29, 370 m s.n.m.). La cota piezométrica (media) de 367 m s.n.m. del piezómetro denominado Peñarrubia (P-12), por debajo de la cota del manantial, parece estar influenciado por los

bombeos en los sondeos de abastecimiento a la población de Campillos (Tab. 4.2 y mapa hidrogeológico adjunto): Campillos-1 (S-45), Campillos-2 (S-44) y Campillos-3 (S-46).

4.5 HIDRODINÁMICA

4.5.1 Caudales de los manantiales

Los caudales de los manantiales aforados durante la presente investigación (Tab. 4.3 y Fig. 4.2) presentan un amplio rango de valores medios, comprendidos entre 2,5 l/s, en el manantial de Camarero (M-2), y 495 l/s, en la zona de descarga del borde sur de Sierra Blanquilla, formada por las surgencias que drenan hacia el Valle del Río Turón: El Burgo (M-15), Hierbabuena (M-14), Tp1-Hierbabuena (M-11) y Tp2-Hierbabuena (M-9). Los caudales de estas surgencias han sido considerados conjuntamente, de forma que el valor facilitado en la tabla 4.3 (495 l/s; zona de descarga de Sierra Blanquilla) es el resultado de restar el caudal del Río Turón medido aguas arriba de la zona de descarga al aforado aguas abajo. El manantial de Cañamero (M-26), es el que presenta un mayor caudal medio durante el período de investigación, 374 l/s (Tab. 4.3).

Otros manantiales (Tab. 4.3) con caudales medios relativamente elevados son Torrox (M-27, 95 l/s), Carrizal (M-14, 86 l/s), Barranco de Palomeras (M-20, 55 l/s) y Fuensanta (M-12, 50 l/s).

Las surgencias de la zona de descarga de Sierra Blanquilla y el manantial de Cañamero (M-26) muestran el mayor rango de variación de los valores de caudal, 58,9-18.500 l/s y 24,9-4.530 l/s, respectivamente (Tab. 4.3), mientras que los manantiales de Abusín (M-1) y de Camarero (M-2) presentan la menor diferencia entre los valores de caudal mínimo y máximo: 5,5-16,7 l/s y 1-7,4 l/s, respectivamente.

En los acuíferos de la Serranía oriental de Ronda, la descarga de aguas subterráneas tiene lugar fundamentalmente en condiciones naturales, aunque en algunos sectores (sierras de Teba y Peñarrubia) el caudal de los manantiales puede estar influenciado por bombeos. Esto debe ocurrir en el manantial de Torrox (M-27), que está parcialmente regulado por la extracción de agua subterránea en sondeos próximos. En cualquier caso, ninguna surgencia llega a agotarse por este motivo.

Los años previos a los de esta investigación constituyeron un período con escasas precipitaciones, que comenzó en el año hidrológico 2004/05, el segundo año más seco de

todo el registro histórico (Tab. 3.3 y Fig. 3.9), con tan sólo 283 mm de precipitación. Tras el mencionado período seco, y desde del comienzo de las campañas de aforo de la presente investigación (agosto de 2007), los caudales de los manantiales fueron progresivamente más elevados (Fig. 4.2) y con variaciones mucho mayores, en respuesta al régimen pluviométrico de la región (Tabs. 3.3 y 3.5 y Fig. 3.9) durante los años 2007/08 (583 mm), 2008/09 (655 mm) y 2009/10 (1.154 mm).

Denominación (Referencia)	Período de registro	Nº de medidas	Qmáx. [l/s]	Qmed. [l/s]	Qmín. [l/s]	Qmáx./ Qmín.	cv [%]	Fuente
Sierra Hidalga								
Abusín (M-1)	ago-07 a oct-08	38	16,7	9,9	5,5	3	30	Tesis
Camarero (M-2)	sep-07 a oct-08	40	7,4	2,5	1	7	56	Tesis
Sierra Blanquilla								
Área de descarga de Sierra Blanquilla	ago-07 a may-10	134	18.500	495	58,9	314	169	Tesis
El Burgo* (M-15)	feb-75 a may-01	37	731	69	2,2	332	62	IGME
	ago-07 a oct-08	29	212	79	20	11	159	Tesis
Hierbabuena* (M-14)	feb-81 a may-01	36	364	73	0	-	94	IGME
	ago-07 a may-10	52	381	138	13,3	29	104	Tesis
Área de la Fuensanta								
Fuensanta (M-12)	oct-80 a may-01	47	87,2	24	3	29	121	IGME
	ago-07 a may-10	153	325	50	8,9	37	110	Tesis
Sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco								
Ventilla (M-16)	sep-74 a may-01	69	110	34	7,3	15	66	IGME
	jul-07 a may-10	152	163	38	2	81	121	Tesis
Bco. de Palomeras (M-20)	ene-78 a oct-96	46	1.000	57	0	-	252	IGME
	jul-07 a may-10	79	192	55	0	-	123	Tesis
Fuentezuela (M-23)	may-81 a may-01	42	28,5	4	0	-	116	IGME
Carrizal (M-24)	feb-75 a may-01	71	294	54	12,5	24	78	IGME
	nov-01 a oct-07	55	162	38	0	-	125	DHCMA
	jul-07 a may-10	144	783	86	0,6	1305	143	Tesis
Cañamero (M-26)	jul-79 a may-01	54	1.773	332	2	887	121	IGME
	nov-01 a oct-07	55	2.003	399	20,7	97	129	DHCMA
	jul-07 a may-10	170	4.530	374	24,9	182	104	Tesis
Sierras de Teba y Peñarubia								
Torroxo (M-27)	feb-75 a may-01	72	224	78	5	45	157	IGME
	nov-01 a oct-07	55	176	42	0	-	92	DHCMA
	jul-07 a may-10	84	416	95	5	83	95	Tesis

Tabla 4.3. Caudales aforados y parámetros estadísticos de las series de datos de caudal registrados en los principales manantiales del área de estudio durante el período de investigación. (*) En las surgencias de El Burgo y Hierbabuena, la mayoría de los aforos puntuales de caudal fueron realizados en condiciones hidrodinámicas de aguas bajas.

Los primeros aforos de caudal, realizados en 2007, mostraron los valores más bajos de todas las medidas efectuadas (valores mínimos en la tabla 4.3), debido a las severas

condiciones de agotamiento. Sólo el manantial del Barranco de Palomeras (M-20) se agotó por completo, desde noviembre de 2007 a enero de 2008, dada la escasez de lluvias en años previos.

Durante el año hidrológico 2008/09 tuvo lugar la transición de una situación hidrodinámica de aguas bajas a otra de alta recarga, en la que se pudieron observar las primeras respuestas naturales (hidrodinámicas, hidrotérmicas e hidroquímicas) y significativas de los principales manantiales (Barberá y Andreo, 2008).

Las abundantes lluvias del año hidrológico 2009/10, el más húmedo, especialmente en diciembre y enero, condicionaron las crecidas más importantes de los manantiales durante el período de investigación. Fue entonces cuando se registraron los valores máximos de caudal (Tab. 4.3 y Fig. 4.2): 18.500 l/s en el área de descarga de Sierra Blanquilla y 4.530 l/s en el manantial de Cañamero (M-26), entre otros. Además, las abundantes precipitaciones motivaron la activación de la surgencia *trop plein* de Prado Medina (M-22; asociada al manantial de Cañamero), que no emergía desde el año hidrológico 1995/1996.

El conjunto de manantiales aforados responde con aumentos de caudal a los eventos más importantes de precipitación, como puede apreciarse en la figura 4.2. En general, durante cada año del período de investigación, se producen entre 2 y 3 crecidas importantes, aunque la rapidez y magnitud de las mismas varían sustancialmente dependiendo del manantial considerado.

Las respuestas hidrodinámicas más rápidas fueron registradas en los manantiales de la parte meridional del área de estudio (Fig. 4.2 y mapa hidrogeológico adjunto), en concreto en el conjunto de puntos de descarga de Sierra Blanquilla hacia el Río Turón y en la surgencia de la Fuensanta (M-12). Ambos hidrogramas muestran crecidas muy puntiagudas, decrecidas rápidas y grandes diferencias entre los caudales máximos y mínimos (véase registro continuo en el manantial de la Fuensanta durante el último año hidrológico; Fig. 4.2). Este tipo de comportamiento hidrodinámico denota un elevado grado de karstificación en los sectores acuíferos que drenan, donde los volúmenes de agua de recarga se transfieren rápidamente hacia los puntos de descarga siguiendo vías preferentes de flujo (sistema de conductos).

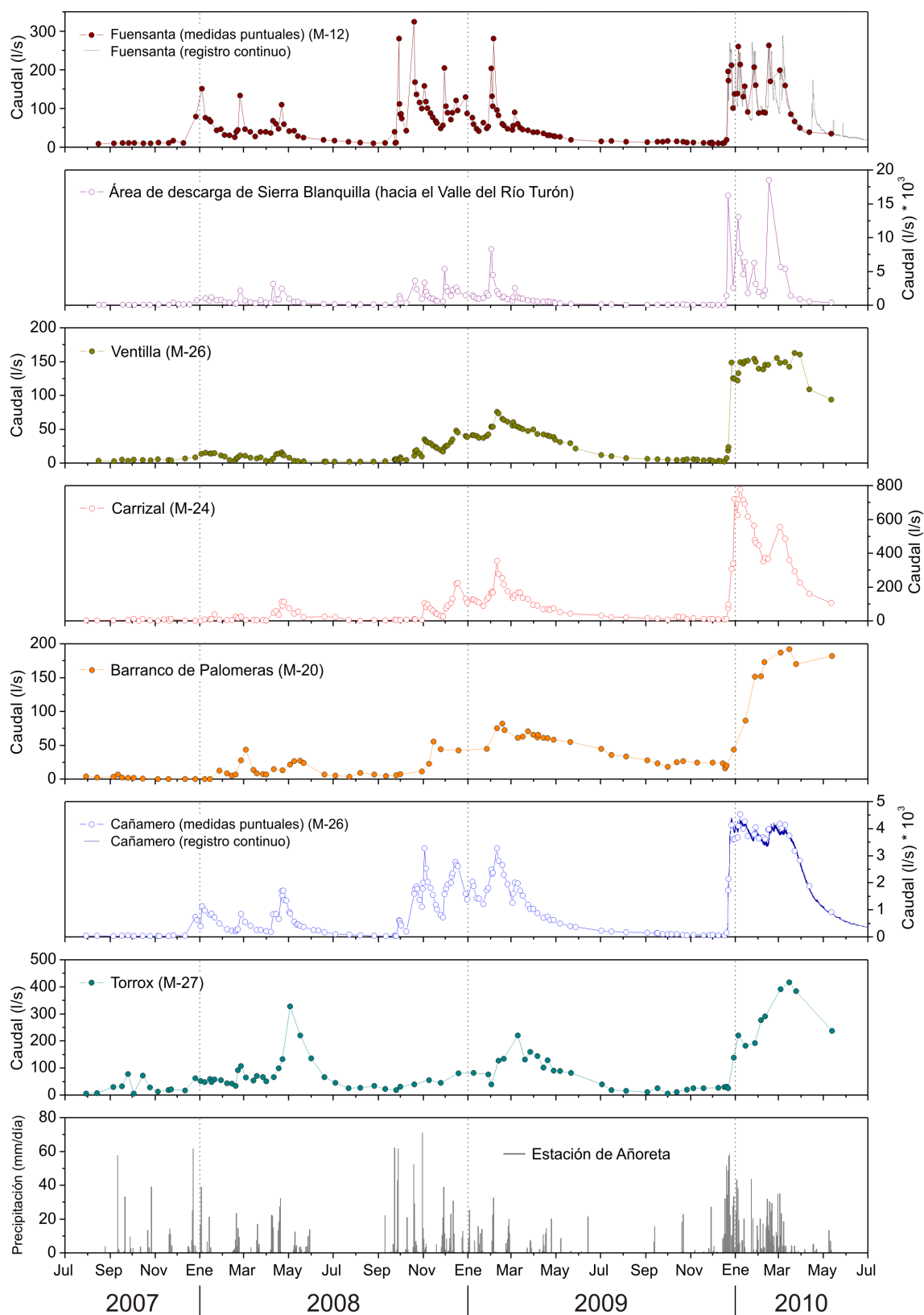


Figura 4.2. Hidrogramas de los principales manantiales aforados en el área de estudio durante el período comprendido entre julio de 2007 y mayo de 2010. El hidrograma del “área de descarga de Sierra Blanquilla” incluye los caudales de los manantiales de El Burgo (M-15), Hierbabuena (M-14), Tp1-Hierbabuena (M-11) y Tp2-Hierbabuena (M-9).

El hidrograma del manantial de Cañamero (M-26) muestra las variaciones más rápidas y significativas de caudal en la zona noroccidental del área de estudio (Fig. 4.2 y mapa hidrogeológico adjunto). No obstante, las respuestas hidrodinámicas se producen con algo más de inercia (hidrogramas con curvas más anchas y menos puntiagudas) si se comparan con las de los manantiales anteriores, lo que podría estar relacionado con un menor grado de karstificación.

Las cuantiosas precipitaciones acaecidas en esta región entre diciembre de 2009 y marzo de 2010 generaron una situación hidrodinámica excepcional, con caudales muy elevados (Fig. 4.2). Tal es así, que los hidrogramas de la crecida generada en los manantiales de Cañamero (M-26), Ventilla (M-16) y de Barranco de Palomeras (M-20) presentan morfologías planas, hecho que pone de manifiesto las limitaciones en el drenaje de este sistema y la consecuente activación de surgencias de tipo *trop plein*.

El hidrograma del manantial del Carrizal (M-24) muestra picos de caudal algo menos puntiagudos y de menor magnitud que el de Cañamero (Fig. 4.2). En cualquier caso, las respuestas hidrodinámicas son más bien rápidas y los caudales aumentan de forma relativamente brusca frente a las lluvias, lo que indica un desarrollo moderado de la karstificación del sector acuífero drenado.

Las evoluciones de los caudales del resto de manantiales que drenan la zona noroccidental del área investigada, Barranco de Palomeras (M-20) y Ventilla (M-16), presentan también aumentos de caudal ante los principales eventos de recarga (Fig. 4.2). Sin embargo estas respuestas son de menor magnitud, más amortiguadas en el tiempo (especialmente en los períodos de agotamiento) y con una morfología más atenuada. Estos hidrogramas denotan una karstificación menos desarrollada en los sectores acuíferos drenados por ambos manantiales. No obstante, las variaciones de caudal del manantial de la Ventilla se suceden de manera más rápida que en el del Barranco de Palomeras, como se observa en la figura 4.2, al menos tras las abundantes lluvias invernales del año 2009/10. Por su parte, el manantial del Barranco de Palomeras reacciona de forma relativamente lenta frente a los eventos de recarga y muestra respuestas retardadas con respecto a las lluvias que las generan, como se deduce del registro de caudales elevados en la parte final del período de investigación (Fig. 4.2).

En el manantial de Torrox (M-27), los caudales aumentan lentamente y las respuestas hidrodinámicas (máximos de crecida) presentan importantes desfases con respecto a las lluvias que las generan, del orden de 3-4 semanas (Fig. 4.2), aunque las crecidas registradas pueden alcanzar una magnitud considerable. El desfase en la respuesta

puede ser indicativo del menor desarrollo de la karstificación del sector acuífero que drena, pero también un efecto relacionado con los bombeos.

4.5.2 Sondeos

4.5.2.1 Columnas litológicas y observaciones hidrogeológicas

Se dispone de 8 columnas litológicas de sondeos (Fig. 4.3) procedentes de informes técnicos de las perforaciones llevadas a cabo durante la sequía del año 1995 (DGOH-GHUMA, 1995). Los materiales reconocidos en profundidad son mayoritariamente calizas jurásicas, aunque 6 de los sondeos también atravesaron margas y margocalizas cretácicas. En los sondeos de la Venta del Cordobés (P-11) y de Prado Medina (S-40), cuya situación se muestra en el mapa hidrogeológico adjunto, se cortaron más de 300 m de espesor de calizas. En ningún caso se han perforado arcillas con evaporitas (Triásico superior), por lo que no se ha llegado a interceptar la base del acuífero jurásico. En los alrededores de Serrato (mapa hidrogeológico y corte geológico G-G' adjuntos), las calizas jurásicas se encuentran bajo las margocalizas cretácicas, como se ha constatado en los sondeos Serrato-1 (P-10), Serrato-2 (S-41) y Arroyo del Cerezo (P-9), en los que se reconocen varias decenas de metros (18 a 60 m) de espesor de margocalizas sobre las calizas (Fig. 4.3).

Los sondeos localizados en la inmediata proximidad del manantial del Barranco de Palomeras (mapa hidrogeológico adjunto), los denominados Palomeras-1, -2 y -3 (P-8, P-6 y P-7), perforados a rotoperCUSión, a escasos metros unos de otros, reflejan la complejidad tectónica en este sector (Fig. 4.3 y corte geológico H-H' adjunto). En el sondeo Palomeras-1 (P-8), los materiales cretácicos, que fueron datados mediante foraminíferos planctónicos en dos muestras de detritus cogidas a las profundidades de 195-200 m y 230-235 m, aparecen entre dos tramos de calizas, hecho que pone de manifiesto la existencia de accidentes tectónicos en la vertical del sondeo. En los otros 2 sondeos, Palomeras-2 (P-6) y Palomeras-3 (P-7), también se detectan los materiales cretácicos a 150-160 m de profundidad (Fig. 4.3).

El grado de fracturación de los materiales acuíferos atravesados en los sondeos, generalmente bajo, es más elevado en algunos tramos (Fig. 4.3). No se han detectado cavidades kársticas en ninguno de ellos, aunque la perforación de los sondeos Serrato-1 (P-10) y Serrato-2 (S-41), hecha a percusión, reveló tramos en los que se produjo pérdida de detritus, probablemente por una circulación significativa de agua subterránea en

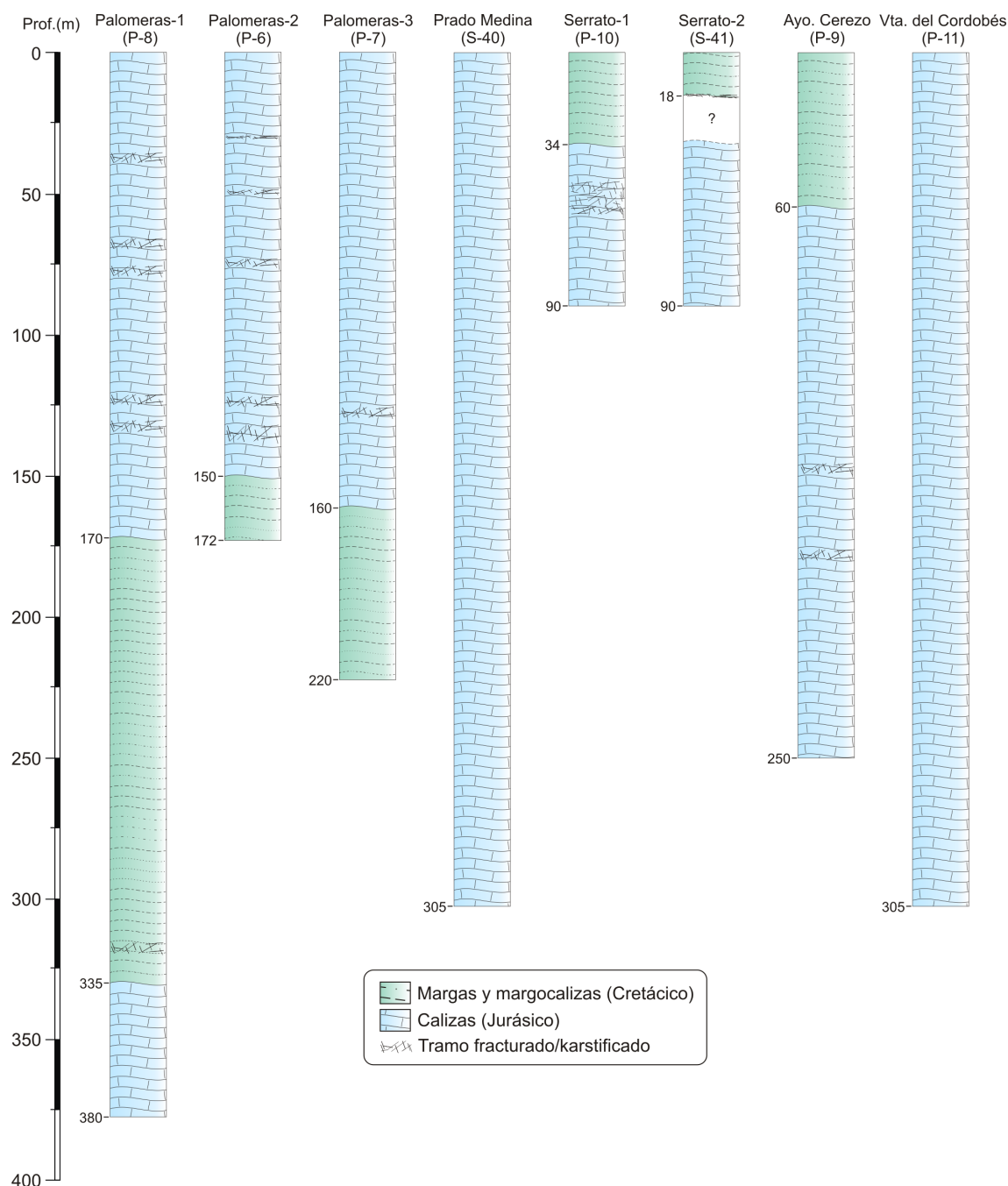


Figura 4.3. Columnas litológicas de sondeos del área de estudio. Se representan los tramos de materiales con mayor grado de fracturación y/o karstificación, así como las profundidades de los contactos litológicos. El espacio en blanco con signo de interrogación en el sondeo S-41 indica pérdida total de detritus durante la perforación de este tramo.

conductos kársticos: de 57-79 m en el primero y de 18-33 m en el segundo (tramo con interrogante en Fig. 4.3).

Durante la perforación de los sondeos a rotopercusión, los caudales de retorno estuvieron comprendidos entre 22 l/s (Arroyo del Cerezo, P-9) y 35 l/s (Palomeras-1, P-8),

mientras que en los sondeos de Prado Medina (S-40) y de la Venta del Cordobés (P-11) (mapa hidrogeológico adjunto) no se tuvo constancia de haber interceptado nivel piezométrico ni se detectó caudal de retorno. La ausencia de caudal de retorno en estos sectores puede explicarse por la escasa karstificación de las calizas jurásicas en la vertical de cada sondeo. En cualquier caso, en los dos sondeos negativos se registró nivel piezométrico con posterioridad y el sondeo de Prado Medina (S-40) es surgente en períodos de recarga excepcionales (diciembre-enero de 2010). Los sondeos Serrato-1 y Serrato-2 también son surgentes en períodos de recarga abundante.

4.5.2.2 Piezometría

En el transcurso del período investigado se ha controlado la profundidad del nivel piezométrico (Fig. 4.4) en los sondeos Serrato-1 (P-10), Palomeras-1,-2,-3 (P-8, -6, -7), Arroyo del Cerezo (P-9), Venta del Cordobés (P-11) y Peñarrubia (P-12).

Las series temporales de los datos piezométricos ponen de manifiesto un ascenso de los niveles de agua subterránea en respuesta a las precipitaciones (Fig. 4.4). No obstante, estas variaciones hidrodinámicas, la mayoría producidas en régimen natural, presentan magnitudes y tiempos de respuesta variables, según el sondeo considerado.

Los niveles en el sondeo de Serrato-1 (P-10), perforado en las inmediaciones del manantial de Cañamero (M-26; sector confinado del acuífero), responden rápidamente y de forma brusca ante las lluvias (Fig. 4.4). La magnitud de los ascensos piezométricos varía proporcionalmente a la intensidad y cantidad de las precipitaciones que los generan. El ascenso piezométrico máximo es del orden de 5-7 m, aunque debe ser mayor dado que el sondeo es surgente en períodos de elevada recarga (octubre de 2008 a marzo de 2009 y diciembre de 2009 a abril de 2010; Fig. 4.4). Los descensos piezométricos son casi instantáneos, por lo que se retorna rápidamente a los niveles previos a la recarga. El registro del sondeo Serrato-1, con fluctuaciones de nivel casi inmediatas y una amplitud piezométrica baja (de pocos metros), es característico del drenaje de áreas de descarga de tipo kárstico.

Las evoluciones piezométricas de los sondeos de Palomeras (P-6, -7 y -8) y del Arroyo del Cerezo (P-9) son similares entre sí (Fig. 4.4), con tiempos de respuesta relativamente rápidos, aunque con mayores magnitudes de los ascensos de nivel en el último sondeo. Entre los sondeos de Palomeras, el nivel piezométrico en los sondeos P-8 y P-6 se encuentra más elevado que en el de P-7. De hecho, se observa que la diferencia entre el nivel en los sondeos aumenta conforme lo hace la pluviometría. Los descensos piezométricos

son rápidos, aunque mucho más en el sondeo del Arroyo del Cerezo. La morfología de las evoluciones piezométricas de los 4 sondeos (las cotas piezométricas medidas en P-8 y P-6 son prácticamente iguales) es suave en períodos con lluvias homogéneamente distribuidas en el tiempo y poco cuantiosas (año hidrológico 2007/08), y más irregular en períodos de elevada pluviometría.

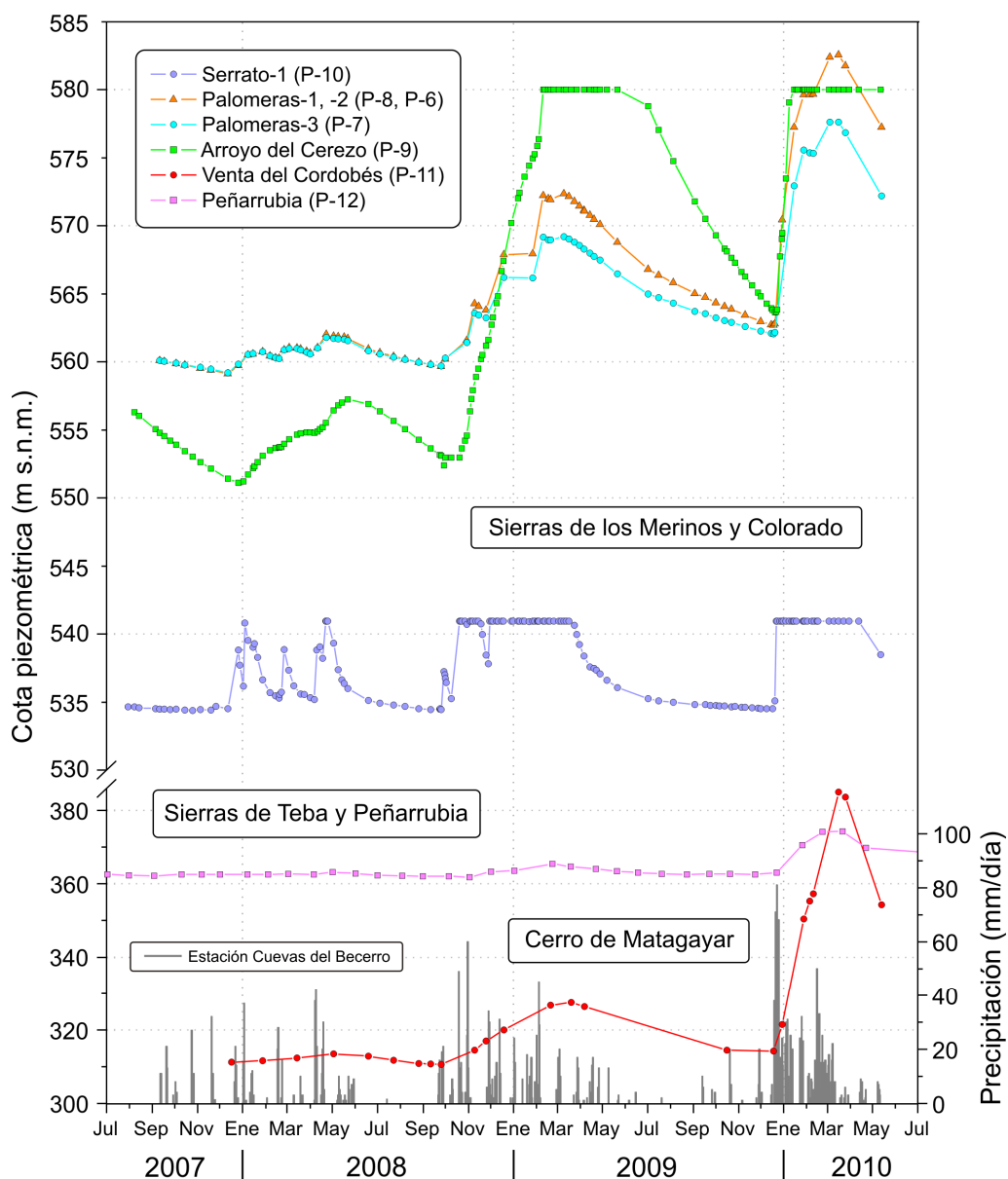


Figura 4.4. Evolución piezométrica en algunos de los sondeos controlados en las sierras de Colorado, Merinos, Teba y Peñarrubia y en el Cerro de Matagayar durante el período de investigación. Las morfologías planas representan los períodos en los que los sondeos Serrato-1 (P-10) y Arroyo del Cerezo (P-9) fueron surgentes. Las variaciones piezométricas de los sondeos Palomeras-1 (P-8) y Palomeras-2 (P-6), prácticamente idénticas, se han representado con la misma simbología.

En el sondeo de la Venta del Cordobés (P-11) las variaciones del nivel se producen más lentamente, aunque las crecidas piezométricas pueden llegar a ser bastante marcadas en condiciones de alta recarga. El registro piezométrico muestra un desfase de varios meses entre las lluvias y los niveles máximos de los ascensos piezométricos (Fig. 4.4), si bien la relación entre ambos parámetros parece ser inversamente proporcional: a mayores precipitaciones, menor desfase de la respuesta hidrodinámica. La magnitud de los ascensos de nivel registrados en este sondeo (hasta 75 m), es la mayor de todos los sondeos considerados. No obstante, la situación del sondeo, en el cauce de un arroyo intermitente, contribuye a los ascensos de nivel piezométrico más bruscos (diciembre de 2009 a abril de 2010; Fig. 4.4) por la entrada de agua de escorrentía superficial.

Los niveles piezométricos medidos en el sondeo de Peñarrubia (P-12; Fig. 4.4) muestran variaciones piezométricas lentas y de poca magnitud, con un desfase mínimo de dos meses respecto a los eventos de precipitación que las producen. La evolución piezométrica es relativamente constante durante los años hidrológicos más secos (2007/08 y 2008/09), con fluctuaciones poco significativas (2-3 m), mientras que en el año más húmedo (2009/10) presenta los cambios de nivel de mayor amplitud (9-10 m), como consecuencia de las lluvias abundantes e intensas.

No obstante, las mayores variaciones piezométricas registradas en el área de estudio tienen lugar en el sector NE de Sierra Colorado, donde los niveles piezométricos en el sondeo de Prado Medina (S-40) alcanzan cotas que superan los 660 m s.n.m. (durante los períodos en los que es surgente), 120 metros por encima de la cota de surgencia del manantial de Cañamero (M-26).

Las evoluciones piezométricas en los sondeos estudiados (Fig. 4.4) muestran características diferentes (morfologías, desfase lluvia-ascenso piezométrico, velocidad de ascenso, velocidad de descenso, etc.), que son el reflejo de distintos tipos de respuestas hidrodinámicas frente a las precipitaciones. Así, el sondeo Serrato-1 (P-10), exceptuando los períodos en los que es surgente, muestra ascensos de nivel casi instantáneos que generan un registro piezométrico en forma de dientes de sierra (año hidrológico 2007/08). Esto pone de manifiesto un cierto desarrollo de la karstificación de los materiales acuíferos en este sector. Por el contrario las fluctuaciones piezométricas en el sondeo de Peñarrubia (P-12) se producen de forma más lenta, probablemente por el bajo grado de karstificación de los materiales atravesados, aunque también debe estar influenciadas por los bombeos. El resto de sondeos, que drenan los sectores acuíferos del Barranco de Palomeras y del Arroyo del Cerezo, muestran registros piezométricos con características intermedias entre los dos anteriores y, según esto, un desarrollo moderado de la karstificación.

4.6 HIDROTERMIA

El estudio de la temperatura de las aguas subterráneas permite evaluar los mecanismos de transferencia de calor que se producen en un sistema acuífero (Andrieux, 1974; Jeannin, 1990; Malard y Chapuis, 1995; Anderson, 2005; Luhmann *et al.*, 2010), por lo que dicho parámetro físico puede ser utilizado como marcador natural para caracterizar hidrogeológicamente procesos de recarga, infiltración y mezcla de aguas en acuíferos kársticos. De forma complementaria con otras técnicas hidrogeológicas (hidrodinámicas, hidrogeoquímicas, isotópicas y de trazadores artificiales), el análisis de la temperatura del agua subterránea también proporciona información acerca del funcionamiento de los sistemas kársticos (Lastennet, 1994; Birk *et al.*, 2004; Liñán *et al.*, 2009; Mudarra, 2012).

La temperatura de las aguas subterráneas en el área de estudio (Tab. 4.4) presenta valores medios comprendidos entre 13,3 °C, en el manantial de Buenavista (M-6), y 22,2 °C, en la surgencia de Torrox (M-27). Los coeficientes de variación de este parámetro son relativamente bajos y en ningún caso son superiores al 7 %.

Las aguas de los manantiales de Abusín (M-1), Camarero (M-2) y Buenavista (M-6), que drenan Sierra Hidalga, así como las de los manantiales del Carrizal (M-24) y de Torrox (M-27), muestran la menor variabilidad térmica de todos los manantiales considerados en esta investigación, con valores de amplitud térmica por debajo de 1 °C y coeficientes de variación inferiores al 1 % (Tab. 4.4).

En cambio, las aguas drenadas por varios manantiales del área de descarga de Sierra Blanquilla hacia el Valle del Río Turón (El Burgo, M-15, y Tp1-Hierbabuena, M-11) y del área del Arroyo de la Fuensanta (Fuensanta, M-12) presentan la mayor heterogeneidad desde el punto de vista hidrotérmico (Tab. 4.4). El registro de la temperatura del agua de estas surgencias puede alcanzar valores de amplitud térmica superiores a 4 °C y coeficientes de variación comprendidos entre 4,8 y 6,5 %. En las áreas del Río Turón y del Arroyo de la Fuensanta, la interrelación entre las aguas superficiales y las subterráneas condiciona los valores de temperatura de estas últimas (véanse apartados 5.2.7 y 5.3.5 de esta Memoria). No obstante, en estas zonas existen otros manantiales (Tp2-Hierbabuena, M-9, y Tp-Fuensanta, M-7) que se diferencian de los anteriores por drenar aguas con valores de temperatura poco variables, con menor amplitud térmica y coeficientes de variación más bajos (Tab. 4.4).

Por su parte, las aguas de los manantiales de Cañamero (M-26), Prado Medina (M-22), Barranco de Palomeras (M-20) y de la Ventilla (M-16), que drenan las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco, muestran una variabilidad hidrotérmica intermedia ($\Delta T \sim 1\text{--}2,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ y $cv \sim 2\%$) entre la de los grupos descritos en los párrafos previos (Tabla 4.4).

Denominación [Referencia]	Altitud [m s.n.m.]	Período de registro	Tipo de registro	Nº de medidas	Tmáx. [°C]	Tmed. [°C]	Tmín. [°C]	Amplitud [°C]	cv [%]
Sierra Hidalga									
Abusín (M-1)	785	ago-07 a oct-08	P	41	14,8	14,5	14	0,8	0,6
		oct-07 a mar-08	C	2.930	14,4	14,4	14,3	0,1	0,4
Camarero (M-2)	765	ago-07 a oct-08	P	40	14,8	14,5	14	0,8	0,7
Buнавista (M-6)	725	ene-09 a mar-09	P	15	13,4	13,3	13,1	0,3	0,9
Sierra Blanquilla									
El Burgo (M-15)	600	ago-07 a may-10	P	138	15,9	14,4	12,7	3,2	5,5
		nov-07 a jun-10	C	19.032	15,9	14,6	12,1	3,8	4,8
Hierbabuena* (M-14)	645	ago-07 a may-10	P	61	15,2	14,5	13,5	1,7	3,3
Tp1-Hierbabuena (M-11)	655	dic-07 a may-10	P	64	15,3	13,4	11,5	3,8	6,5
Tp2-Hierbabuena (M-9)	670	dic-07 a mar-10	P	49	15	14,6	13,3	1,7	2,2
Hidalga (M-3)	855	feb-08 a dic-09	P	6	16,2	14,8	14	2,2	-
Área de la Fuensanta									
Fuensanta (M-12)	620	ago-07 a may-10	P	193	16,8	14,4	13	3,8	5,4
		mar-08 a jun-10	C	18.816	17,8	14,6	13,1	4,7	5,8
Tp-Fuensanta (M-7)	660	sep-08 a mar-10	P	19	15,8	15	14,5	1,3	2,2
Portillo (M-8)	685	nov-08 a feb-09	P	5	14,4	15	13,6	0,8	-
Los Sauces (M-4)	765	sep-08 a ene-09	P	18	14,7	14,4	13,9	0,8	1,4
Sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco									
Cañamero (M-26)	540	jul-07 a may-10	P	174	16,1	15,4	14,8	1,3	2,1
		jul-07 a jun-10	C	24.010	16,2	15,5	14,8	1,4	2,1
Prado Medina (M-22)	660	dic-09 a mar-10	P	12	15,9	15,2	14,8	1,1	2,3
Bco. de Palomeras (M-20)	560	jul-07 a may-10	P	66	17,1	15,8	14,6	2,5	2,5
Carrizal (M-24)	740	jul-07 a may-10	P	151	16,3	15,8	15,6	0,7	0,5
		ago-07 a feb-10	C	7.671	16	15,7	15,7	0,3	0,4
Ventilla (M-16)	740	jul-07 a may-10	P	152	17	15,7	14,2	2,8	2,3
		jul-07 a may-10	C	12.498	16,1	15,9	14,9	1,2	1,6
Sierras de Teba y Peñarrubia									
Torrox (M-27)	370	jul-07 a may-10	P	95	22,8	22,2	21,5	1,3	1
		jul-07 a abr-10	C	10.796	22,4	22,2	21,5	0,9	1,3

Tabla 4.4. Valores de temperatura (máxima, **T_{máx.}**; media, **T_{med.}**; mínima, **T_{mín.}**; amplitud, **ΔT** ; y coeficiente de variación, **cv**) de las aguas subterráneas drenadas por manantiales en el área investigada. Las letras **P** (puntual) y **C** (continuo, mediante datalogger) especifican el tipo de registro de datos. (*) Los datos de temperatura del agua del manantial de la Hierbabuena (M-14) corresponden mayoritariamente a condiciones de aguas bajas.

En el manantial de Torrox (M-27), principal punto de descarga de las sierras de Teba y Peñarrubia, la temperatura media del agua es de 22,2 °C (Tabla 4.4), aproximadamente 4,8 °C superior a la temperatura media anual del aire en la región durante el período de investigación (17,4 °C según los datos climáticos de la estación del Embalse del Guadalteba, situada a 340 m s.n.m.; Tab. 3.14). Estos datos demuestran el carácter termal de la surgencia, de acuerdo con los criterios establecidos por Schoeller (1962), Custodio y Llamas (1983) y Cruz Sanjulián (1976), y la contribución de flujos más profundos, con mayor tiempo de residencia, al caudal de la misma.

En general, a medida que la cota de surgencia es más elevada, los manantiales drenan aguas con menor temperatura (Fig. 4.5). Así, las surgencias que drenan Sierra Hidalga, situadas a mayor altitud, drenan aguas más frías que las de las surgencias de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco, cuyas aguas muestran mayores valores de temperatura media. El manantial de Torrox (M-27), en las sierras de Teba y Peñarrubia, constituye una excepción, a causa de su carácter termal, como se ha indicado anteriormente.

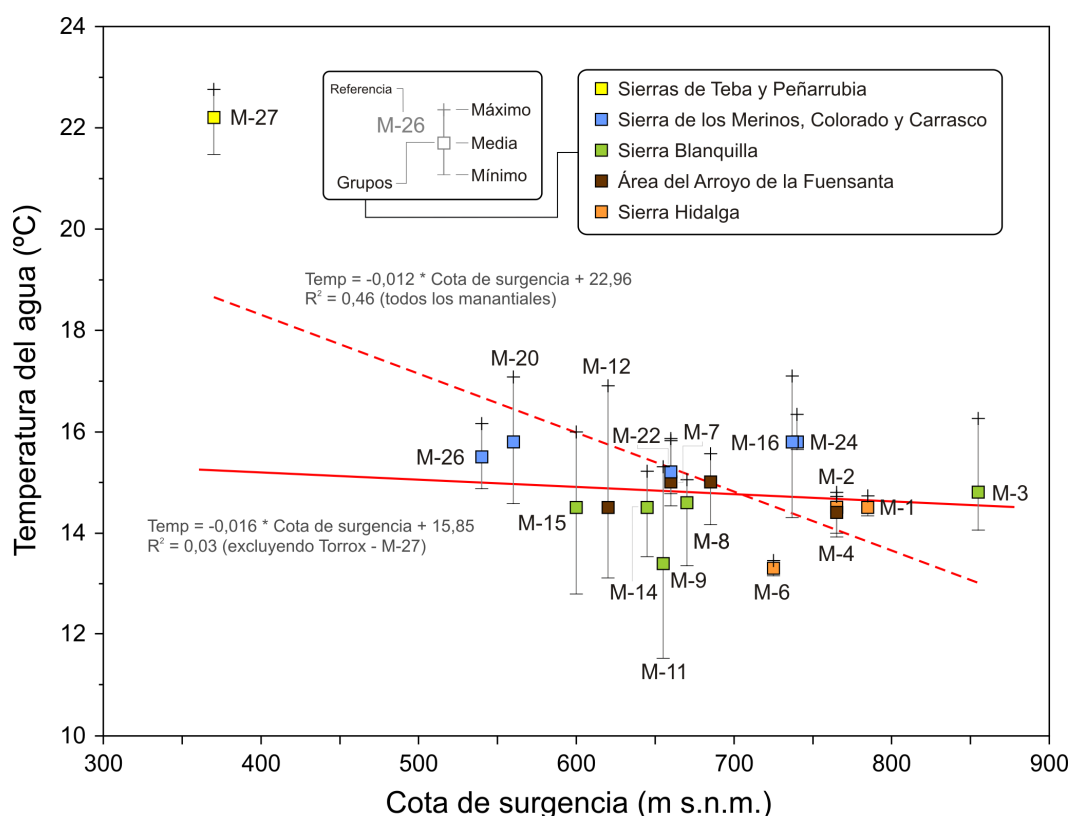


Figura 4.5. Relación entre la cota de surgencia de los manantiales y la temperatura del agua que drenan. En el gráfico se visualizan los valores máximos, medios y mínimos de temperatura de las aguas de las surgencias, y se hace una clasificación por grupos atendiendo a los principales macizos kársticos.

Sin embargo, la correlación lineal negativa que se observa entre la cota de surgencia de los manantiales y la temperatura media de las aguas subterráneas (Fig. 4.5) es relativamente baja ($R^2 = 0,46$), debido a la elevada variabilidad hidrotérmica entre surgencias. Esto se debe, presumiblemente, a la existencia de diversos procesos hidrogeológicos (mezcla de aguas, flujos lentos, etc.), los cuales modifican el valor medio de la temperatura de las aguas de los manantiales que le correspondería según el gradiente teórico.

El gradiente térmico calculado para las aguas subterráneas de la Serranía oriental de Ronda es de $-1,2\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ (Fig. 4.5), justo el doble del gradiente de la temperatura del aire ($-0,6\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$; véase apartado 3.4.2 de esta Memoria), aunque resulta ser de $-1,6\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ si no se considera el manantial de Torrox (M-27). Este último valor es similar al gradiente térmico calculado por Liñán (2003), de $-1,5\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, e idéntico al estimado por Mudarra (2012), de $-1,6\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, en las aguas subterráneas de otras áreas kársticas de la provincia de Málaga con características hidrogeológicas similares.

La evolución de la temperatura de las aguas subterráneas durante el período de investigación permite precisar la influencia de los factores que las condicionan. En este sentido, además de los inherentes al propio sistema acuífero (estructura geológica, red interna de drenaje kárstico, etc), cabe hacer referencia a la climatología y la recarga, factores tanto autóctonos como alóctonos.

La figura 4.6 muestra la evolución temporal de la temperatura de las aguas drenadas por las surgencias más importantes del área de estudio. En ella se pueden diferenciar distintas pautas de comportamiento hidrotérmico. Los manantiales de la Fuensanta (M-12), El Burgo (M-15), Hierbabuena (M-14, junto con Tp1-Hierbabuena, M-11) y, en menor medida, la surgencia de Cañamero (M-26), están marcadamente influenciadas por las variaciones estacionales de la temperatura ambiente. Los mayores valores de temperatura se registran en el período estival, mientras que los valores mínimos se detectan durante otoño-invierno. Esta evolución natural queda interrumpida por los principales episodios de recarga, que generan variaciones puntuales (proporcionales en magnitud a la intensidad de la recarga) de la temperatura del agua. Una vez cesan las lluvias, la temperatura retoma el valor previo a la recarga.

Los registros hidrotérmicos de los manantiales de la Ventilla (M-16), Barranco de Palomeras (M-20) y de Torrox (M-27) muestran las oscilaciones anuales de la temperatura del aire y sólo se aprecian variaciones relevantes de la temperatura del agua tras eventos de recarga de cierta magnitud (Fig. 4.6). Estas fluctuaciones puntuales se producen de

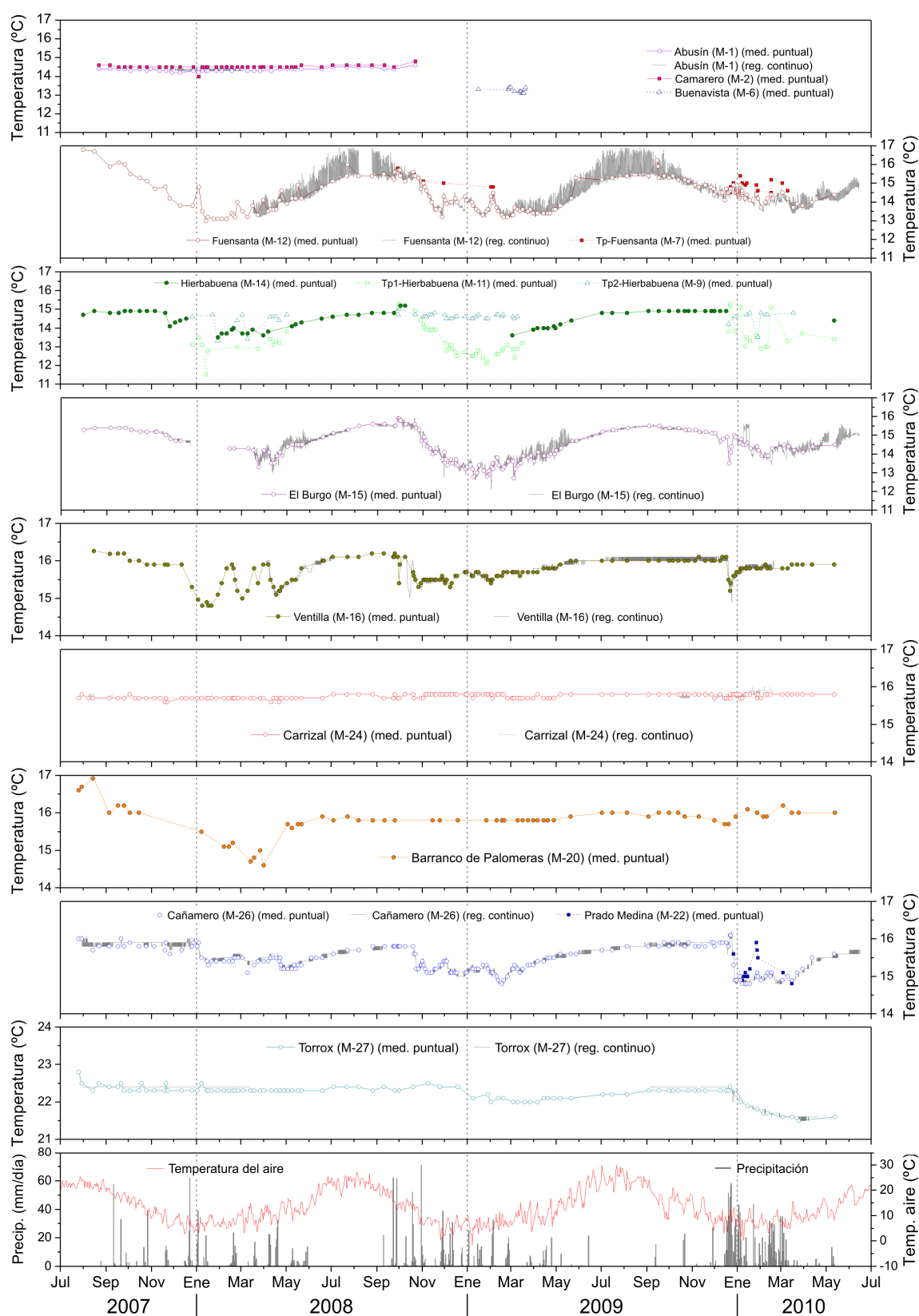


Figura 4.6. Evolución de la temperatura de las aguas drenadas por los principales manantiales de la Serranía oriental de Ronda durante el período de investigación. El registro diario de los datos de temperatura del aire y de precipitación, representados en el gráfico inferior, corresponde a la estación meteorológica de Añoreta (Sierra Blanquilla, 965 m s.n.m.).

forma brusca en el manantial de la Ventilla, especialmente durante el primer año de registro, y gradual en el resto de surgencias.

Por otro lado, la temperatura de las aguas drenadas por los manantiales de Abusín (M-1), Camarero (M-2), Carrizal (M-24) y, en menor medida, por la surgencia *trop plein* Tp2-Hierbabuena (M-9), no presenta variaciones significativas (Fig. 4.6). Por ello, parece que la recarga no influye, de forma considerable, en la temperatura de sus aguas.

De las evoluciones temporales de la temperatura del agua se deduce que los sectores acuíferos drenados por los manantiales de la Fuensanta, El Burgo, Hierbabuena y Tp1-Hierbabuena, Cañamero y Prado Medina presentan un mayor desarrollo de los conductos kársticos, que permiten la existencia de flujos rápidos desde las áreas de recarga a las zonas de descarga.

Las variaciones de la temperatura del agua, como respuesta a las lluvias, en los manantiales de la Ventilla, Barranco de Palomeras y de Torrox, más atenuadas y de menor cuantía, revelan un menor desarrollo de la karstificación.

En último lugar, los sectores acuíferos drenados por los manantiales del Carrizal y de Tp2-Hierbabuena, con respuestas hidrotérmicas fuertemente amortiguadas, muestran una mayor capacidad de atenuación de las variaciones de la temperatura ambiental y de filtrado de la señal térmica de la recarga.

4.7 HIDROQUÍMICA

La composición química del agua subterránea depende, entre otros factores, de las características del agua de lluvia, del uso del suelo, de la modalidad de recarga, del tipo de rocas por la que discurre y del tiempo de permanencia en contacto con éstas (Bakalowicz, 1977, 1979, 1995; Mudry, 1987; Antigüedad, 1986, 1988; Morales, 1991; Lastennet y Mudry, 1997, Hunkeler y Mudry, 2007).

En investigaciones hidrogeológicas del karst, los métodos hidroquímicos, junto con los hidrodinámicos, constituyen las técnicas de estudio más utilizadas para la caracterización y el funcionamiento hidrogeológico de este tipo de acuíferos. En esencia, el control de la composición química de las aguas subterráneas permite caracterizar el flujo y cuantificar los componentes químicos responsables de la mineralización, así como conocer la estructura y la dinámica de los acuíferos kársticos. No obstante, las interpretaciones hidrogeoquímicas han de ser contrastadas con otros métodos de estudio complementarios

(hidrodinámicos, hidrotérmicos, isotópicos, etc.), puesto que presentan ciertas limitaciones en cuanto a su aplicabilidad y no siempre son concluyentes (Hunkeler y Mudry, 2007).

Las aguas subterráneas que fluyen en el interior de los acuíferos carbonáticos presentan variaciones de la composición química, tanto en el espacio como en el tiempo. Teniendo en cuenta esta variabilidad, Bakalowicz (1979) y Blavoux y Mudry (1989) destacaron la importancia de utilizar una estrategia de muestreo correcta, adaptada (en el espacio y en el tiempo) a las variaciones hidroquímicas motivadas por las condiciones de recarga y los cambios hidrodinámicos en cada sistema acuífero.

Durante el período de investigación de la presente Tesis Doctoral se ha llevado a cabo un control hidroquímico con periodicidad media semanal, que se ha reducido a diaria (e incluso cada 4 horas) en épocas de crecidas y se ha aumentado a quincenal en estiaje, en las principales surgencias inventariadas en el área de estudio. En el caso de las aguas subterráneas de sondeos, el muestreo se ha efectuado con mayor periodicidad, aunque se ha intentado que sea representativo de cada una de las situaciones hidrodinámicas: crecida, decrecida y agotamiento.

4.7.1. Distribución espacial de la composición química de las aguas

La mineralización de las aguas analizadas se debe fundamentalmente a la disolución de calizas y dolomías, por lo que la mayoría de las aguas subterráneas presentan facies hidroquímicas de tipo bicarbonatada cálcica y bicarbonatada cálcico-magnésica (Fig. 4.7).

Sin embargo, la disolución de especies minerales más solubles, de origen evaporítico, que se hallan diseminadas en los materiales del basamento acuífero, amplía la variedad composicional en las aguas subterráneas (Fig. 4.7). Así, la disolución adicional de anhidrita y yeso genera facies de tipo bicarbonatada-sulfatada cálcica en las aguas de los manantiales de Camarero (M-2), Hidalgo (M-3) y del Convento (M-5), así como en las del sondeo del Arroyo del Cerezo (P-9); más clorurada en las aguas subterráneas del manantial de Torrox (M-27) y con elevados contenidos de Na^+ en las del sondeo de la Venta del Cordobés (P-11). Sólo en las aguas muestreadas en el sondeo de Campillos-3 (S-46) predomina la disolución de calcita y halita (facies bicarbonatada-clorurada cálcica). La mayor heterogeneidad hidroquímica se detecta en el manantial de la Fuensanta (M-12), con aguas que presentan composiciones químicas variables entre bicarbonatada cálcica, sulfatada cálcica y bicarbonatada-sulfatada cálcica (Fig. 4.7).

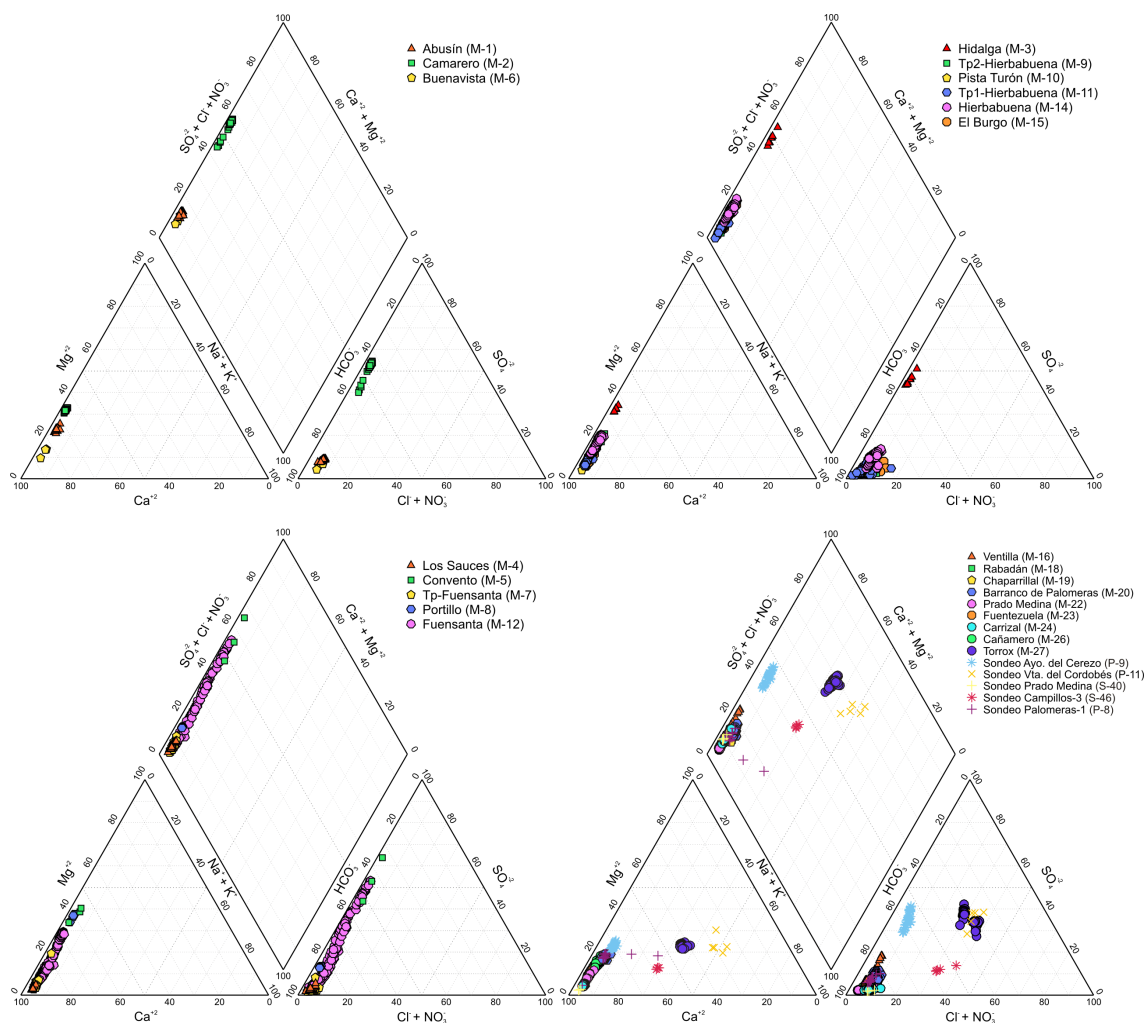


Figura 4.7. Diagramas de Piper en los que se muestran las composiciones químicas de las aguas subterráneas del área de estudio.

Las aguas subterráneas del área de estudio muestran, generalmente, una débil mineralización (Tab. 4.5). Más del 70 % de las muestras presentan valores de conductividad eléctrica (CE) inferiores a 500 $\mu\text{S}/\text{cm}$, mientras que el 6 % muestra una mineralización relativamente elevada ($> 1.000 \mu\text{S}/\text{cm}$). Los valores medios de CE de las aguas están comprendidos entre 268 $\mu\text{S}/\text{cm}$, del manantial Abusín (M-1), y 1.362 $\mu\text{S}/\text{cm}$, del sondeo de la Venta del Cordobés (P-11). En términos generales, las aguas subterráneas de los sectores acuíferos meridionales del área de estudio son las menos mineralizadas, mientras que las de los sectores más septentrionales presentan un mayor grado de mineralización.

Punto (Ref.)		CE	Temp	pH	COT	TAC	F ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻²	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	logPCO ₂	IS _{CAL}	IS _{DOL}
		(μS/cm)	(°C)							(mg/l)							
Abusín (M-1)	n	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40
	min	229	14,2	7,4	0,10	155	0,1	3,2	1,9	11,5	1,9	0,1	48,4	8,2	-2,84	-0,24	-1,48
	max	277	14,6	8,0	0,40	180	0,1	3,8	6,2	14,3	3,4	1,5	52,6	11,2	-2,29	0,26	0,64
	med	268	14,4	7,7	0,17	164	0,1	3,5	5,0	12,9	2,1	0,5	50,3	9,4	-2,56	0,00	-0,97
	cv	3	1	2	40	3	15	5	17	6	11	62	2	5	5	78	38
Camarero (M-2)	n	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40
	min	510	14,0	7,0	0,07	214	0,2	5,0	4,7	124,4	2,6	0,6	79,8	23,1	-2,41	-0,27	-1,37
	max	752	14,8	7,7	0,38	261	0,3	6,7	8,9	246,4	4,3	1,5	136,8	39,8	-1,83	0,40	0,86
	med	693	14,5	7,3	0,18	242	0,2	5,7	6,0	218,6	3,9	0,9	120,9	35,3	-2,08	0,04	-0,70
	cv	9	1	2	33	4	11	6	15	15	9	26	12	11	7	352	55
Hidalga (M-3)	n	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7
	min	732	14,0	7,3	0,14	307	0,3	7,7	0,1	193,1	5,6	0,9	123,8	38,2	-2,47	0,16	-0,51
	max	793	16,2	7,9	1,51	318	0,4	10,0	3,9	267,9	7,2	2,0	161,6	46,3	-1,93	0,72	0,68
	med	763	14,7	7,5	0,36	312	0,3	8,5	2,3	222,0	6,2	1,4	138,5	41,6	-2,12	0,37	-0,07
	cv	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Los Sauces (M-4)	n	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18
	min	342	13,9	7,1	0,76	240	0,1	3,1	0,2	4,7	3,0	0,4	87,7	1,5	-2,69	-0,14	-2,28
	max	410	14,7	8,1	2,29	321	0,1	7,8	3,9	11,4	4,0	0,9	108,4	3,0	-1,84	0,91	-0,22
	med	387	14,4	7,3	1,05	267	0,1	5,7	2,0	6,3	3,6	0,6	96,5	1,9	-1,97	0,00	-1,98
	cv	4	1	3	32	7	9	19	51	29	6	28	5	22	10	4992	23
Convento (M-5)	n	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
	min	675	13,4	7,6	0,39	259	0,6	8,9	3,1	170,7	7,3	0,6	82,2	34,0	-2,52	0,27	-0,14
	max	1.253	14,5	7,9	0,65	317	0,9	10,6	3,7	467,2	8,3	0,8	196,4	62,5	-2,34	0,87	0,93
	med	902	13,8	7,7	0,53	278	0,8	9,8	3,5	294,8	7,7	0,7	124,0	45,9	-2,42	0,49	0,27
	cv	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Buenavista (M-6)	n	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
	min	261	13,2	7,8	0,28	164	0,1	2,7	4,9	6,1	2,0	0,3	47,2	3,8	-2,74	0,14	-1,01
	max	280	13,3	7,9	0,34	176	0,1	3,6	7,1	10,7	2,2	0,6	58,5	5,7	-2,67	0,28	-0,86
	med	273	13,3	7,8	0,31	170	0,1	3,2	5,8	8,7	2,1	0,4	54,2	4,8	-2,70	0,21	-0,96
	cv	4	0	0	9	3	5	15	20	27	5	34	11	20	1	33	9
Tp-Fuensanta (M-7)	n	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18
	min	384	14,50	6,91	0,45	266	0,1	4,8	0,0	3,8	3,5	0,1	94,6	1,8	-2,01	-0,30	-2,35
	max	478	15,80	7,35	2,29	333	0,1	11,0	5,6	22,1	5,2	0,7	122,0	14,8	-1,63	0,23	-1,26
	med	428	14,99	7,19	1,20	294	0,1	7,6	1,4	6,3	4,5	0,4	103,2	3,8	-1,87	0,00	-1,75
	cv	7	2	2	32	7	16	24	137	66	10	28	8	76	6	7288	16
Porrillo (M-8)	n	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
	min	296	13,6	8,3	0,22	184	0,1	2,8	0,2	21,9	2,2	0,5	46,9	17,2	-3,12	0,58	0,46
	max	296	15,0	8,3	0,29	189	0,1	2,8	0,5	23,2	2,5	0,8	53,7	18,1	-3,07	0,64	0,58
	med	296	14,4	8,3	0,25	186	0,1	2,8	0,4	22,7	2,3	0,6	48,6	17,7	-3,08	0,61	0,52
	cv	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tp2- Hierbabuena (M-9)	n	48	48	48	48	48	48	48	48	48	48	48	48	48	48	48	48
	min	271	13,3	7,5	0,23	186	0,0	2,4	1,4	2,5	2,3	0,1	52,4	6,1	-2,61	-0,06	-1,25
	max	334	15,0	7,8	0,78	224	0,1	6,9	13,5	6,2	3,8	1,2	72,1	10,8	-2,23	0,33	-0,41
	med	309	14,5	7,6	0,37	205	0,0	4,4	4,7	4,0	2,7	0,4	63,5	8,3	-2,43	0,15	-0,86
	cv	5	2	1	30	6	16	25	48	18	12	57	8	13	4	64	22
Pista Turón (M-10)	n	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
	min	283	13,70	7,18	0,61	186	0,1	2,4	1,8	3,5	2,5	0,3	64,1	1,8	-2,36	-0,38	-2,40
	max	298	15,10	7,53	0,89	203	0,1	5,0	6,5	4,4	2,9	0,4	68,9	2,9	-2,05	0,06	-1,66
	med	291	14,30	7,41	0,76	192	0,1	3,5	4,1	3,9	2,7	0,4	66,2	2,3	-2,25	-0,10	-1,93
	cv	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tp1- Hierbabuena (M-11)	n	62	62	62	62	62	62	62	62	62	62	62	62	62	62	62	62
	min	268	11,5	7,3	0,27	157	0,0	1,7	0,3	2,2	2,2	0,2	54,9	2,5	-3,20	-0,20	-1,95
	max	348	15,3	8,4	1,51	212	0,1	7,4	27,7	11,3	4,0	0,8	77,9	5,2	-2,13	0,75	-0,05
	med	293	13,3	7,6	0,62	188	0,1	3,9	4,9	7,0	2,6	0,4	65,6	3,8	-2,45	0,08	-1,41
	cv	6	6	2	35	6	17	27	76	30	12	40	8	16	7	224	22
Fuensanta (M-12)	n	184	184	184	184	184	184	184	184	184	184	184	184	184	184	184	184
	min	404	13,0	6,8	0,20	193	0,1	4,2	0,0	8,8	3,6	0,3	53,9	4,2	-2,45	-0,57	-2,40
	max	671	16,7	7,8	2,42	332	2,9	12,5	5,2	255,6	5,8	2,7	126,0	31,9	-1,54	0,52	-0,33
	med	475	14,4	7,3	0,94	272	0,2	7,6	1,2	58,5	4,6	0,6	99,7	12,9	-2,01	0,05	-1,15
	cv	14	5	3	57	8	105	26	77	104	11	39	11	62	10	443	34
Hierbabuena (M-14)	n	61	61	61	61	61	61	61	61	61	61	61	61	61	61	61	61
	min	286	13,5	7,3	0,13	162	0,1	2,8	4,5	8,1	2,1	0,2	55,5	5,0	-2,69	-0,36	-1,84
	max	335	15,2	7,9	0,87	204	0,1	6,5	12,7	26,0	3,6	0,8	69,2	9,7	-2,10	0,31	-0,53
	med	305	14,5	7,5	0,29	185	0,1	4,0	6,8	16,2	2,5	0,4	61,7	7,7	-2,38	-0,01	-1,21
	cv	3	3	2	46	4	12	18	22	26	12	30	4	20	6	1542	24
El Burgo (M-15)	n	132	132	132	132	132	132	132	132	132	132	132	132	132	132	132	132
	min	304	12,7	7,1	0,15	184	0,0	3,2	0,8	4,2	2,3	0,2	56,2	3,0	-2,75	-0,44	-2,02
	max	387	15,9	7,9	1,44	245	0,1	7,9	21,2	24,4	4,1	0,9	88,3	9,7	-1,97	0,43	-0,43
	med	330	14,4	7,5	0,55	208	0,1	5,1	5,0	11,4	2,9	0,4	70,1	6,6	-2,32	0,06	-1,19
	cv	5	6	2	51	6	13	20	56	49	13	32	9	24	7	301	28

Tabla 4.5. Valores estadísticos (número de medidas/muestras, **n**; mínimo, **mín**; máximo, **máx**; medio, **med**; y coeficiente de variación -expresado en %-, **cv**) de los parámetros físico-químicos, de las concentraciones de los componentes químicos mayoritarios, de los índices de saturación de calcita y dolomita y de la presión parcial de CO₂ registrados en las aguas de los principales manantiales y sondeos del área de estudio.

Punto (Ref.)		CE	Temp	pH	COT	TAC	F ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻²	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	logPCO ₂	IS _{CAL}	IS _{DOL}
		(μS/cm)	(°C)														
Ventilla (M-16)	n	147	147	147	147	147	147	147	147	147	147	147	147	147	147	147	147
	min	480	14,2	6,8	0,07	302	0,0	6,4	5,7	10,8	3,9	0,3	109,7	4,4	-2,22	-0,41	-2,38
	max	617	17,0	7,6	0,71	411	0,1	12,6	16,5	58,2	5,2	2,0	150,5	10,2	-1,44	0,51	-0,52
	med	529	15,7	7,1	0,25	340	0,1	8,9	10,5	21,3	4,6	0,6	124,6	6,1	-1,71	0,01	-1,54
	cv	6	2	2	44	8	17	12	20	38	7	35	7	18	7	920	19
Chaparr. (M-18)		370	13,2	7,4	0,69	235	0,0	9,1	11,3	7,4	6,9	0,6	67,5	9,7	-2,12	-0,10	-1,32
Rabadán (M-19)		355	13,4	7,5	0,45	222	0,0	7,0	12,2	6,2	6,6	0,5	65,6	8,3	-2,29	0,05	-1,09
Barranco de Palomeras (M-20)	n	65	65	65	65	65	65	65	65	65	65	65	65	65	65	65	65
	min	459	6,2	6,9	0,25	273	0,1	10,7	1,3	16,5	7,1	0,3	75,0	10,7	-2,49	-0,24	-1,57
	max	536	17,1	7,9	1,97	340	0,3	17,9	12,0	36,0	8,9	2,1	115,4	16,4	-1,61	0,61	0,03
	med	512	15,5	7,3	0,50	317	0,2	13,3	7,7	27,3	8,0	0,7	101,9	14,6	-1,94	0,15	-0,80
	cv	4	9	2	51	5	13	14	26	16	5	37	6	9	8	94	34
Prado Medina (M-22)	n	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12
	min	357	14,8	7,2	0,35	212	0,0	4,0	1,7	3,9	3,1	0,3	69,3	2,2	-2,31	-0,17	-1,68
	max	419	15,9	7,6	0,54	258	0,1	7,1	22,2	7,8	5,1	0,9	96,9	7,6	-1,92	0,25	-0,92
	med	368	15,2	7,4	0,45	240	0,1	4,7	7,4	5,0	3,6	0,4	80,6	4,3	-2,14	0,07	-1,42
	cv	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fuentezuela (M-23)	n	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
	min	476	15,9	7,2	0,14	297	0,0	8,1	13,3	6,0	4,8	0,3	114,2	3,4	-1,94	0,08	-1,63
	max	477	16,0	7,3	0,18	317	0,1	9,5	14,5	8,0	4,9	0,6	115,0	3,6	-1,82	0,17	-1,43
	med	477	15,9	7,2	0,17	310	0,1	8,9	13,8	6,9	4,8	0,4	114,7	3,5	-1,86	0,11	-1,54
	cv	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Carrizal (M-24)	n	141	141	141	141	141	141	141	141	141	141	141	141	141	141	141	141
	min	453	15,6	6,9	0,06	288	0,0	7,2	9,2	5,0	4,4	0,2	103,3	2,7	-2,20	-0,24	-2,26
	max	490	16,3	7,6	0,57	324	0,1	11,5	25,0	9,2	5,4	1,2	121,3	4,1	-1,63	0,47	-0,77
	med	472	15,8	7,2	0,19	304	0,1	9,0	13,9	7,1	4,8	0,6	111,3	3,5	-1,87	0,09	-1,58
	cv	2	0	2	27	2	15	9	12	10	3	32	3	9	6	146	16
Cañamero (M-26)	n	166	166	166	166	166	166	166	166	166	166	166	166	166	166	166	166
	min	332	14,8	6,9	0,14	221	0,0	3,9	2,2	3,0	3,1	0,2	69,2	4,6	-2,38	-0,53	-2,34
	max	415	16,1	7,7	0,72	267	0,1	11,1	13,3	22,5	5,8	1,0	92,2	11,0	-1,72	0,36	-0,60
	med	388	15,4	7,4	0,35	248	0,1	7,1	7,4	10,3	4,2	0,5	82,5	7,8	-2,09	0,04	-1,20
	cv	5	2	2	32	5	18	22	24	41	17	33	5	22	6	323	26
Torrox (M-27)	n	88	88	88	88	88	88	88	88	88	88	88	88	88	88	88	88
	min	1.215	21,5	7,0	0,16	287	0,2	54,6	16,1	192,7	110,5	2,6	122,5	41,2	-2,28	-0,15	-0,97
	max	1.398	22,5	7,7	0,63	310	0,3	206,9	32,5	356,1	136,6	5,0	151,6	48,0	-1,66	0,62	0,56
	med	1.312	22,2	7,3	0,24	299	0,2	141,1	24,5	276,2	123,9	3,7	138,4	45,3	-1,91	0,21	-0,27
	cv	3	1	2	24	2	12	30	14	11	5	15	5	3	6	-	-
Sond. Arroyo del Cerezo (P-9)	n	34	34	34	34	34	34	34	34	34	34	34	34	34	34	34	34
	min	610	16,2	7,1	0,29	290	0,2	13,8	7,9	109,1	12,0	0,6	113,6	21,0	-2,10	-0,14	-1,00
	max	726	16,5	7,5	0,44	306	0,3	22,1	11,4	187,5	15,2	1,4	126,7	27,2	-1,81	0,32	-0,30
	med	662	16,4	7,3	0,37	297	0,3	16,7	9,7	145,6	12,5	1,0	119,2	23,6	-1,97	0,16	-0,63
	cv	5	1	1	12	1	8	12	9	15	6	17	3	6	3	52	21
Sondeo Venta del Cordobés (P-11)	n	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
	min	1.119	17,4	7,6	0,97	245	0,6	117,3	34,2	206,0	138,7	5,5	81,0	35,3	-2,59	0,36	0,28
	max	1.658	18,2	7,9	2,82	340	0,9	243,6	60,9	396,5	240,6	6,6	102,5	58,9	-2,21	0,64	0,76
	med	1.362	17,8	7,8	1,98	312	0,8	177,5	46,4	289,8	184,5	6,1	92,5	47,0	-2,38	0,49	0,44
	cv	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sondeo Prado Medina (S-40)	n	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
	min	346	16,0	7,4	0,49	222	0,1	3,2	13,7	3,7	2,6	0,4	82,5	1,2	-2,15	0,03	-2,02
	max	357	16,1	7,4	0,56	229	0,1	5,5	17,7	4,5	3,4	0,6	86,7	1,6	-2,10	0,08	-1,91
	med	353	16,1	7,4	0,53	226	0,1	3,9	15,3	4,0	2,8	0,5	84,6	1,3	-2,12	0,04	-1,96
	cv	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sondeo Campillos-3 (S-46)	n	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
	min	602	18,3	7,5	0,18	192	0,1	59,4	5,6	30,4	39,8	0,4	68,2	8,9	-2,38	0,04	-1,03
	max	612	18,6	7,6	0,22	207	0,1	61,0	6,0	32,3	40,9	0,9	71,7	9,3	-2,26	0,11	-0,87
	med	609	18,5	7,5	0,20	201	0,1	60,4	5,8	31,7	40,5	0,8	69,5	9,1	-2,30	0,07	-0,97
	cv	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sondeo Palomeras-1 (P-8)	n	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15
	min	504	13,2	7,3	0,28	282	0,1	9,1	5,0	16,4	4,3	0,3	64,4	3,5	-2,24	0,13	-0,77
	max	529	16,7	7,7	1,06	339	0,2	14,2	10,5	30,1	35,4	0,9	116,7	15,9	-1,91	0,60	-0,07
	med	520	15,9	7,5	0,51	324	0,1	10,4	7,2	21,6	10,3	0,7	97,6	13,5	-2,12	0,38	-0,37
	cv	1	5	1	42	5	15	13	22	21	75	25	13	22	5	37	65

Continuación de la tabla 4.5.

Las aguas del manantial de la Fuensanta (M-12) muestran el coeficiente de variación más elevado de los valores de CE, con un 14 % (Tab. 4.5). Por el contrario, los manantiales de Abusín (M-1), Los Sauces (M-4), Hierbabuena (M-14), Barranco de Palomeras (M-20) y Torrox (M-27) presentan los valores más bajos de este parámetro estadístico, que varía entre el 2 % y el 4 %. En un rango intermedio del coeficiente de correlación (5-10 %) de los valores de CE del agua, se encuentran los manantiales de Camarero (M-2), Tp-Fuensanta (M-7), El Burgo (M-15), Tp1- Hierbabuena (M-11), Tp2-Hierbabuena (M-9), Prado Medina (M-22), Cañamero (M-26) y de la Ventilla (M-16), así como el sondeo del Arroyo del Cerezo (P-9).

Aplicando el criterio propuesto por Shuster y White (1971), la variabilidad de la CE permitiría deducir lo siguiente:

- los materiales drenados por el manantial de la Fuensanta (M-12) presentarían un desarrollo excepcionalmente alto de la karstificación,
- el grupo de manantiales con menos heterogeneidad hidroquímica ($cv < 5 \%$), drenaría sectores acuíferos con un flujo de tipo difuso y
- el grupo de surgencias y sondeos, con una variabilidad intermedia, estaría caracterizado por un sistema de drenaje de flujo por conductos kársticos.

Las concentraciones de los componentes químicos mayoritarios en las aguas subterráneas dependen de 3 factores fundamentales: la disponibilidad de la fase mineral en los materiales acuíferos y adyacentes a éstos, el tiempo de interacción entre el agua y la roca -tiempo de residencia- y la temperatura (Plummer, 1977; Cardenal *et al.*, 1994; López Chicano *et al.*, 2001; Moral *et al.*, 2008).

De las aguas muestreadas en manantiales (Tab. 4.5), los valores medios más elevados de alcalinidad total (TAC) y las mayores concentraciones de Ca^{+2} se han determinado en los manantiales de la Ventilla (M-16), con 340 mg/l, y de Hidalgo (M-3), con 138,5 mg/l, respectivamente. Los contenidos medios más elevados en Mg^{+2} y SO_4^{-2} (45,9 mg/l y 294,8 mg/l) se han obtenido en las aguas de la surgencia del Convento (M-5). Por otro lado, las mayores concentraciones medias de Cl^- , NO_3^- , Na^+ y K^+ (141,1; 24,5; 123,9 y 3,7 mg/l, respectivamente) se han medido en las aguas del manantial de Torrox (M-27; Tab. 4.5).

Los valores de TAC, así como el contenido de Ca^{+2} y Mg^{+2} disueltos en las aguas subterráneas, son el resultado de la disolución en proporciones variables de calcita y dolomita, fundamentalmente. No obstante, la disolución de minerales evaporíticos como anhidrita y yeso pueden aportar Ca^{+2} en forma iónica. Aunque la secuencia estratigráfica de las formaciones acuíferas está constituida predominantemente por calizas y dolomías

jurásicas, debajo de ellas existen arcillas con evaporitas (Triásico superior), que afloran en la parte occidental del área de estudio, con frecuencia a favor de accidentes tectónicos (ver mapa geológico adjunto).

Las elevadas concentraciones de SO_4^{2-} en muchas de las muestras de agua analizadas proceden de la disolución de yesos diseminados en las arcillas triásicas. Los contenidos en Na^+ y Cl^- se deben a la reconcentración del agua meteórica en las zonas superficiales del acuífero, suelo y epikarst (Schoeller, 1962; Lastennet y Mudry, 1995; Aquilina *et al.*, 2006). Sin embargo, estos dos componentes hidroquímicos también pueden tener un origen evaporítico, dado que los materiales triásicos (arcillas con evaporitas) pueden contener halita, cuya disolución proporciona concentraciones significativas de Na^+ y Cl^- (López Chicano *et al.*, 2001; Barberá *et al.*, 2011).

En cuanto a los componentes químicos de origen edáfico, las concentraciones medias de carbono orgánico total (COT) varían en función del sector considerado (Tab. 4.5), entre 0,17 mg/l (manantial de la Fuentezuela, M-23) y 1,98 mg/l (sondeo de la Venta del Cordobés, P-11). Por lo general, los valores de este parámetro son más elevados en las aguas de los manantiales de la zona meridional del área de estudio que en los de la septentrional. La diferencia en los valores de COT entre sectores acuíferos está condicionada, en gran medida, por la interacción de las aguas subterráneas con las superficiales (estas últimas más ricas en COT que las primeras) en el Valle del Río Turón, en el área de la Fuensanta y en el Arroyo de la Esperilla (véase situación en la figura 2.12), al S del Cerro de Matagayar, donde se ubica el sondeo de la Venta del Cordobés (P-11). Por otro lado, los valores de COT registrados en las aguas subterráneas del área de estudio son muy parecidos a los analizados por Jiménez (2010) y, más recientemente, por Mudarra (2012), en varios acuíferos carbonáticos del S de España, aunque difieren bastante de los valores de COT medidos en otros acuíferos kársticos localizados en regiones más húmedas, con mayor desarrollo de suelo y producción de materia orgánica (Emblanch *et al.*, 1998, Batiot *et al.*, 2003; Pronk *et al.*, 2006; Ravbar *et al.*, 2010).

Los contenidos medios en NO_3^- de las aguas subterráneas son relativamente bajos; y en la mayoría de manantiales y sondeos no superan 10 mg/l (Tab. 4.5). Las concentraciones medias más elevadas de este parámetro, registradas en el sondeo de la Venta del Cordobés (P-11), con 46,4 mg/l, y en el manantial de Torrox (M-27), con 24,5 mg/l, son indicativas de una clara contaminación, probablemente debidas al uso de fertilizantes en agricultura y a la actividad ganadera existente en la cuenca del Arroyo de la Esperilla y del Río de la Venta (véase situación en la figura 2.12), respectivamente. Las aguas del sondeo de Prado Medina (S-40), así como las de los manantiales del Carrizal (M-24) y de Fuentezuela (M-23), con

contenidos medios en NO_3^- de 15,3; 13,9 y 13,8 mg/l, respectivamente, también reflejan indicios de contaminación. En la parte meridional del área de estudio (sierras Hidalga y Blanquilla), las concentraciones de NO_3^- en las aguas son bajas, mientras que en el resto, particularmente en el entorno de las sierras de Ortegícar, Teba y Peñarrubia y del Cerro de Matagayar, son algo más elevadas, debido al mayor desarrollo de actividades ganaderas y agrícolas. El origen natural de este componente químico está asociado a la dinámica biogeoquímica de los nutrientes en el suelo, concretamente a la actividad bacteriana (bacterias nitrificantes) que, en ambientes oxidantes, produce NO_3^- a partir de N inorgánico. La reconcentración del agua meteórica en el suelo y epikarst por evaporación también contribuye al aumento de los contenidos en NO_3^- de las aguas subterráneas.

Los valores medios de presión parcial de CO_2 ($\log\text{PCO}_2$) en las muestras de agua analizadas varían en un amplio rango de valores, entre -1,71 y -3,08 (Tab. 4.5). Al igual que ocurre con otros parámetros, existen diferencias significativas en los valores de $\log\text{PCO}_2$ de las aguas según los sectores considerados del área de estudio. En cualquier caso, las concentraciones medias de este gas en las aguas subterráneas son siempre superiores al valor característico del aire en la atmósfera ($\log\text{PCO}_2 = -3,5$).

El índice de saturación en calcita (IS_{CAL}) de la mayoría de las aguas está próximo al equilibrio (Tab. 4.5), aunque las muestras de los manantiales de Hidalga (M-3), Convento (M-5), Buenavista (M-6), Barranco de Palomeras (M-20) y de Torrox (M-27) y de los sondeos de la Venta del Cordobés (P-11) y de Palomeras-1 (P-8), se encuentran claramente saturadas o sobresaturadas en esta especie mineral ($\text{IS}_{\text{CAL}} > 0,2$). Las aguas subterráneas presentan un estado predominante de subsaturación en dolomita, aunque, las del sondeo de la Venta del Cordobés (P-11) y las drenadas por los manantiales del Convento (M-5), Portillo (M-8) y de Torrox (M-27) se encuentran sobresaturadas respecto a la dolomita.

Para caracterizar la distribución espacial de la composición química de las aguas se ha realizado un tratamiento estadístico multivariante con los datos hidroquímicos a partir de los que se ha obtenido la tabla 4.5. Se han llevado a cabo dos Análisis de Componentes Principales (ACP) en los que se han utilizado 15 variables hidroquímicas: CE, temperatura, COT, TAC, F^- , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , Na^+ , K^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} , $\log\text{PCO}_2$, IS_{CAL} e IS_{DOL} .

En el ACP efectuado con todas las muestras de agua subterránea, recogidas tanto en manantiales como en sondeos, los dos factores principales explican el 70,2 % de la varianza. La matriz de la tabla 4.6 muestra una buena correlación estadística de la CE con las variables Na^+ , K^+ , SO_4^{2-} , Cl^- , Mg^{+2} , temperatura, Ca^{+2} y NO_3^- . Todas ellas están asociadas al factor 1 (52,3 %), que representa la mineralización de las aguas y el tiempo de residencia de

	CE	Temp	COT	TAC	F ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻²	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	logPCO ₂	IS _{CAL}	IS _{DOL}
CE	1														
Temp	0,871	1													
COT	-0,126	-0,247	1												
TAC	0,479	0,399	-0,035	1											
F ⁻	0,470	0,236	0,122	0,160	1										
Cl ⁻	0,885	0,846	-0,069	0,235	0,317	1									
NO ₃ ⁻	0,711	0,784	-0,273	0,370	0,143	0,709	1								
SO ₄ ⁻²	0,890	0,678	-0,144	0,200	0,603	0,717	0,499	1							
Na ⁺	0,909	0,868	-0,054	0,219	0,352	0,961	0,754	0,769	1						
K ⁺	0,904	0,820	-0,044	0,245	0,392	0,927	0,744	0,788	0,957	1					
Ca ⁺²	0,735	0,580	-0,125	0,870	0,314	0,455	0,492	0,568	0,444	0,480	1				
Mg ⁺²	0,875	0,684	-0,155	0,169	0,594	0,744	0,465	0,969	0,775	0,794	0,502	1			
logPCO ₂	0,390	0,371	-0,098	0,828	0,096	0,169	0,312	0,163	0,148	0,177	0,774	0,114	1		
IS _{CAL}	0,236	0,171	0,101	0,108	0,124	0,236	0,170	0,197	0,250	0,230	0,112	0,218	-0,431	1	
IS _{DOL}	0,499	0,382	-0,036	-0,050	0,401	0,476	0,226	0,595	0,505	0,500	0,105	0,677	-0,425	0,757	1

Tabla 4.6. Matriz de correlación estadística correspondiente al ACP efectuado con la información hidroquímica de todas las muestras de agua subterránea (manantiales y sondeos) analizadas durante el período de investigación.

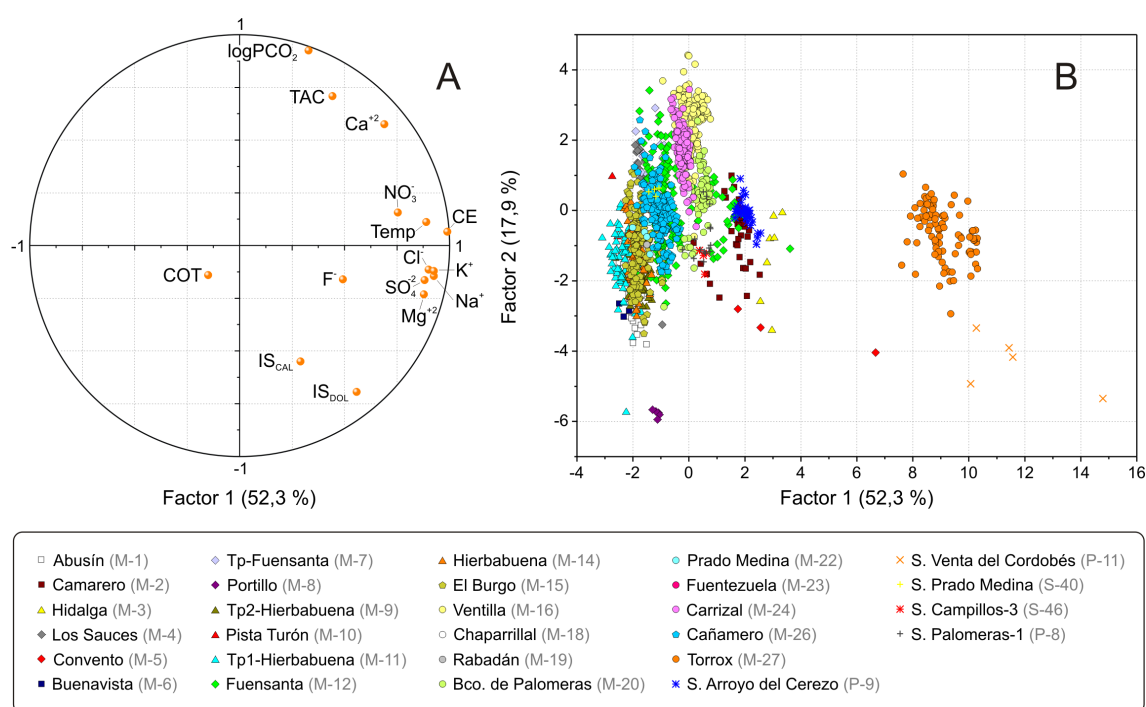


Figura 4.8. Representación de los factores principales del ACP realizado con los datos hidroquímicos de todas las muestras de agua subterránea (manantiales y sondeos) recogidas durante el período de investigación. (A) Espacio de las variables y (B) de las unidades estadísticas.

éstas en el acuífero (Fig. 4.8A). Dicha mineralización está influenciada principalmente por procesos de disolución de minerales de origen evaporítico (yeso, anhidrita, halita, etc.), aunque también por actividades contaminantes. El factor 2 (17,9 %), que muestra las variables TAC y logPCO₂, en la parte positiva del eje, e IS_{CAL} e IS_{DOL}, en la negativa, permite

caracterizar los procesos de disolución de los minerales carbonáticos. El COT no muestra correlación estadística significativa con el resto de variables y está representado por el factor 3 (no incluido en la figura 4.8).

El análisis de las unidades estadísticas del ACP global (Fig. 4.8B) evidencia la gran variabilidad existente en la composición química de las aguas, así como una marcada diferenciación en 2 grupos principales:

- El primer conjunto de aguas, localizado en el extremo positivo del factor 1 y constituido por las muestras del manantial de Torrox (M-27) y del sondeo de la Venta del Cordobés (P-11), presentan los mayores valores de CE y temperatura, así como las concentraciones más elevadas de Cl^- , SO_4^{2-} , Na^+ , K^+ , Ca^{+2} y Mg^{+2} .
- El segundo grupo, formado por las aguas menos mineralizadas correspondientes al resto de muestras de manantiales y sondeos.

En el segundo ACP se han suprimido las muestras de agua más mineralizadas, cuya composición química debe estar influenciada por la disolución de evaporitas (están generalmente enriquecidas en Na^+ , K^+ , Mg^{+2} , Cl^- y SO_4^{2-}). Dichas aguas corresponden a las de los manantiales de Torrox (M-27), Fuensanta (M-12), Camarero (M-2), Hidalga (M-3) y del Convento (M-5) y a las de los sondeos de la Venta del Cordobés (P-11), Arroyo del Cerezo (P-9) y de Campillos-3 (S-46) y pertenecen tanto al primero como al segundo grupo diferenciado en el anterior análisis. Al prescindir de este conjunto de muestras, el porcentaje de varianza explicada por los factores estadísticos disminuye hasta un 63,3 %. La variable CE está correlacionada estadísticamente con los parámetros TAC, Ca^{+2} , $\log\text{PCO}_2$, Cl^- , temperatura y Na^+ , en este orden de significación (Tab. 4.7).

El factor 1 del ACP explica el 42,5 % de la varianza. Está relacionado con la mineralización de las aguas, que se debe fundamentalmente a la disolución de calcita y minerales evaporíticos de tipo halita (Fig. 4.9A). Las variables Mg^{+2} , SO_4^{2-} y F^- , junto con los índices de saturación IS_{CAL} e IS_{DOL} , correlacionadas estadísticamente entre ellas (Tab. 4.7) y representadas por el factor 2 (20,8 %), definen una segunda fuente de mineralización: la disolución de las dolomías y minerales de tipo sulfatado (evaporitas) que se encuentran en la base de los acuíferos carbonáticos.

En el gráfico de las unidades estadísticas del segundo ACP se pueden distinguir dos agrupaciones de muestras (Fig. 4.9B). En el primer grupo, la mayoría de las aguas consideradas en el análisis se dispersan a lo largo del factor 1, de acuerdo con el grado de mineralización. Las muestras del manantial de la Ventilla (M-16), localizadas en la parte

	CE	Temp	COT	TAC	F ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻²	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	logPCO ₂	IS _{CAL}	IS _{DOL}
CE	1														
Temp	0,669	1													
COT	-0,193	-0,337	1												
TAC	0,984	0,637	-0,156	1											
F ⁻	0,302	0,165	0,152	0,229	1										
Cl ⁻	0,844	0,588	-0,076	0,808	0,530	1									
NO ₃ ⁻	0,567	0,583	-0,380	0,529	-0,055	0,537	1								
SO ₄ ⁻²	0,466	0,306	-0,254	0,363	0,607	0,429	0,095	1							
Na ⁺	0,657	0,401	0,006	0,609	0,583	0,770	0,285	0,388	1						
K ⁺	0,339	0,187	-0,040	0,302	0,185	0,352	0,273	0,192	0,336	1					
Ca ⁺²	0,954	0,612	-0,158	0,969	0,110	0,743	0,599	0,298	0,490	0,302	1				
Mg ⁺²	0,080	0,148	-0,133	0,000	0,641	0,286	-0,206	0,648	0,377	0,106	-0,168	1			
logPCO ₂	0,859	0,645	-0,137	0,865	0,096	0,683	0,565	0,266	0,467	0,294	0,885	-0,130	1		
IS _{CAL}	0,044	-0,055	0,036	0,059	0,148	0,106	-0,089	0,000	0,149	-0,045	-0,007	0,139	-0,423	1	
IS _{DOL}	-0,199	-0,127	-0,067	-0,235	0,312	-0,024	-0,314	0,242	0,109	-0,075	-0,366	0,628	-0,617	0,772	1

Tabla 4.7. Matriz de correlación estadística correspondiente al ACP efectuado sin las muestras de los manantiales de Torrox (M-27), Fuensanta (M-12), Camarero (M-2), Hidalgo (M-3) y del Convento (M-5) y de los sondeos de la Venta del Cordobés (P-11), Arroyo del Cerezo (P-9) y de Campillos-3 (S-46).

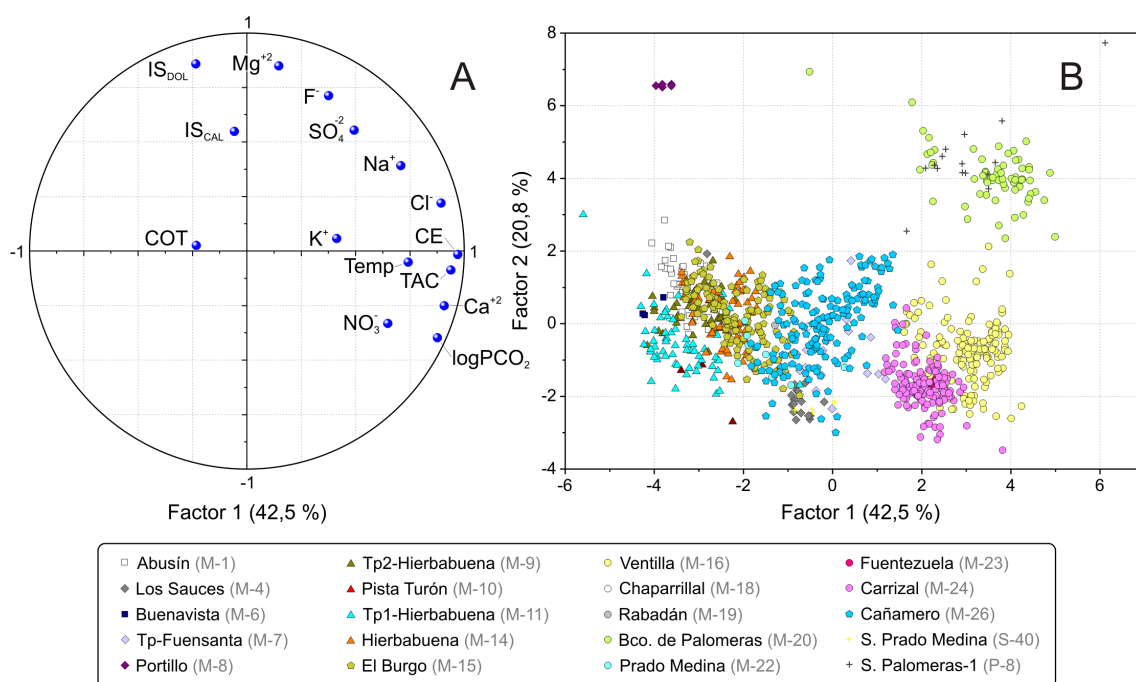


Figura 4.9. Representación de los dos factores principales del segundo ACP, llevado a cabo sin las muestras de los manantiales de Torrox (M-27), Fuensanta (M-12), Camarero (M-2), Hidalgo (M-3) y del Convento (M-5), y de los sondeos de la Venta del Cordobés (P-11), Arroyo del Cerezo (P-9) y de Campillos-3 (S-46). (A) Espacio de las variables y (B) de las unidades estadísticas.

positiva del factor 1, presentan los mayores contenidos de Ca⁺², Na⁺, Cl⁻ y NO₃⁻, así como los valores más elevados de TAC, logPCO₂, y temperatura, mientras que las aguas de los

manantiales de Abusín (M-1), Tp1-Hierbabuena (M-11) y Hierbabuena (M-14), situadas en el extremo opuesto, son las que menos mineralización presentan. El resto de aguas de este grupo muestran características químicas intermedias. Las aguas del manantial del Barranco de Palomeras (M-20) constituyen el segundo grupo, que se caracterizan por una mayor mineralización y por contenidos más elevados de Mg^{+2} , SO_4^{-2} , Cl^- y Na^+ . Las muestras del manantial de Portillo (M-8), con valores mínimos del factor 1 y más positivos del factor 2, presentan una mineralización muy débil y se encuentran saturadas en dolomita (Tab. 4.7).

4.7.2. Evolución temporal de la conductividad eléctrica

La variación temporal de la conductividad eléctrica (CE) informa sobre el grado de karstificación y el funcionamiento hidrogeológico de los sistemas acuíferos carbonáticos (Bakalowicz, 1977; Mudry, 1987; Ryan y Meiman 1996; Desmarais y Rojstaczer 2002; Liñán *et al.*, 2009). El análisis de las variaciones de este parámetro físico-químico, que se producen a diferentes escalas temporales (horaria, diaria, estacional, etc.), permite hacer estimaciones del tiempo de tránsito del agua de recarga, desde que se infiltra hasta que se detecta en los manantiales. En ausencia de recarga, la evolución de la CE puede aportar información sobre el tiempo de residencia del agua en el acuífero (almacenamiento), así como sobre la existencia de procesos hidrogeoquímicos y de mezcla que puedan modificar la respuesta hidroquímica.

En la figura 4.10 se muestran las variaciones temporales de la CE del agua de las principales surgencias que drenan los acuíferos carbonáticos de la Serranía oriental de Ronda, con objeto de comparar las respuestas hidroquímicas en función de las diferentes condiciones hidrodinámicas, durante el período de investigación.

La evolución de la CE de las aguas de los manantiales de la Fuensanta (M-12) y de Cañamero (M-26) evidencia rápidas e importantes disminuciones de la mineralización como consecuencia de la llegada de agua de reciente infiltración a los puntos de descarga (Fig. 4.10). En ambas series de datos se han registrado valores de CE más elevados en la época estival y mínimos durante los períodos de lluvias. La disminución de la mineralización en las aguas del manantial de la Fuensanta (M-12) se produce mediante diluciones bruscas de gran magnitud ($\sim 200 \mu S/cm$), mientras que en las aguas del manantial de Cañamero (M-26) tiene lugar, generalmente, de forma más gradual y con una cuantía proporcional a la intensidad de las precipitaciones. Una vez cesan las lluvias, tiene lugar la rápida

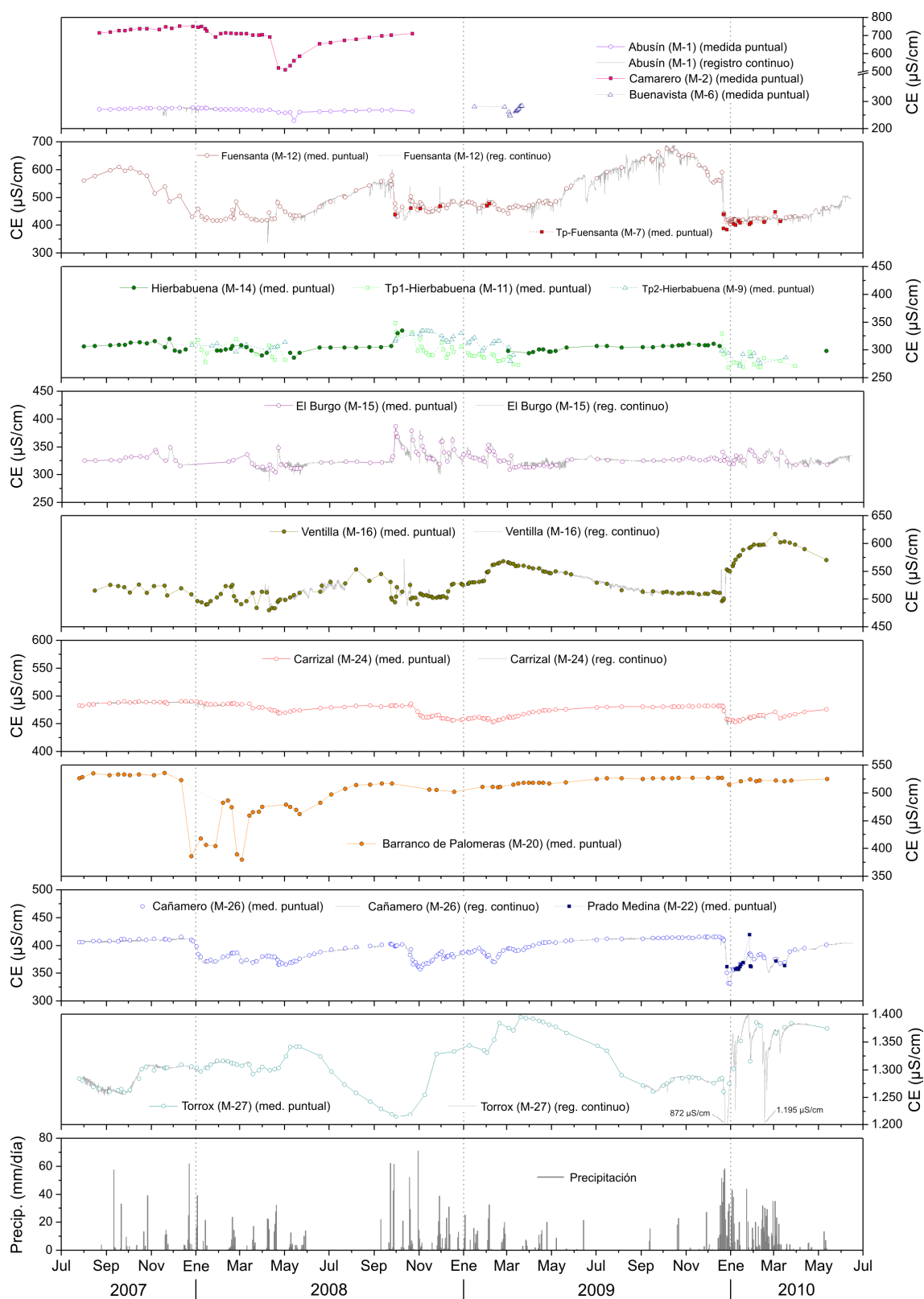


Figura 4.10. Evolución temporal de los valores de conductividad eléctrica (CE) del agua en las principales surgencias que drenan el área de estudio durante el período de investigación (2007/08-2009/10).

recuperación de la mineralización de las aguas que, en el manantial de Cañamero (M-26), retornan a los valores de CE previos al período húmedo.

Las variaciones registradas en el manantial de la Hierbabuena (M-14) son de escasa magnitud, aunque faltan datos representativos de condiciones de aguas altas (Fig. 4.10). No obstante, las variaciones de CE registradas en los 2 manantiales *trop-plein* asociados a la surgencia principal (que complementan el registro) son rápidas y de cierta magnitud, sobre todo en Tp1-Hierbabuena (M-11).

La evolución temporal de CE en el manantial de Torrox (M-27) muestra aumentos generalizados que puede alcanzar una gran magnitud, con un desfase considerable respecto a las precipitaciones que los ocasionan (Fig. 4.10). Así, durante la mayor parte del período de lluvias, se registran los valores más elevados de CE, mientras que, en el estiaje se detectan los mínimos.

Las surgencias de El Burgo (M-15) y de la Ventilla (M-16) responden con aumentos de CE frente a las lluvias (Fig. 4.10): el primero mediante pulsos instantáneos y puntuales de aguas más mineralizadas y el segundo mediante la mineralización lenta y progresiva de las aguas, cuyo aumento de CE puede alcanzar cierta magnitud ($> 100 \mu\text{S}/\text{cm}$).

En los manantiales del Carrizal (M-24), Barranco de Palomeras (M-20), Abusín (M-1) y de Camarero (M-2), las variaciones de CE son poco significativas si se comparan con las registradas en las demás surgencias (Fig. 4.10). Sin embargo, en determinados períodos (invierno y primavera del año hidrológico 2007/08 e inviernos de 2008/09 y 2009/10) estos cambios de mineralización pueden ser algo más acusados, de mayor magnitud, como consecuencia de las condiciones de recarga.

De las evoluciones temporales de la CE anteriormente descritas se deduce que los sectores acuíferos que drenan los manantiales de Cañamero (M-26), El Burgo (M-15) y Tp1-Hierbabuena (M-11) se caracterizan por un mayor desarrollo de la karstificación, con un drenaje por conductos kársticos que permiten la rápida evacuación del agua desde las zonas de recarga hasta las de descarga. En cambio, las variaciones de la mineralización registradas en las aguas de los manantiales del Carrizal (M-24), Barranco de Palomeras (M-20), Abusín (M-1) y de Camarero (M-2), mucho más atenuadas, son indicativas de una elevada capacidad de regulación natural y, por lo tanto, de una escasa jerarquización del drenaje kárstico. En algunas otras surgencias, como la de la Ventilla (M-16) y de Tp2-Hierbabuena (M-9), los cambios detectados en la CE, característicos de sistemas con una cierta inercia, ponen de manifiesto el drenaje de compartimentos acuíferos con un desarrollo moderado de la karstificación. Finalmente, las bruscas diluciones de las aguas del manantial de la Fuensanta (M-12) frente a los episodios de recarga, podrían reflejar un grado de karstificación relativamente elevado.

4.7.3. Curvas de distribución de frecuencias (CDF) de la conductividad eléctrica

El análisis de las CDF de la CE permite deducir la variabilidad hidroquímica que se produce en los sistemas acuíferos y la clasificación de éstos en función del desarrollo del grado de karstificación (Bakalowicz, 1979). Las frecuencias y los intervalos de mineralización obtenidos se asocian a diferentes tipos de aguas que contribuyen al flujo del manantial. El número de modas y el rango de variación informan sobre el mayor o menor desarrollo de la karstificación del sistema de drenaje. Las curvas de distribución de frecuencias con múltiples modas, que representan una mayor variabilidad de la CE, son indicativas de un elevado grado de karstificación del sector acuífero considerado, mientras que las curvas con morfologías unimodales, que evidencian una escasa variabilidad, revelan una menor jerarquización del drenaje kárstico (Bakalowicz, 1977, 1979).

En la figura 4.11 se representan las CDF obtenidas a partir de los valores puntuales de CE de las aguas drenadas por los principales manantiales estudiados. Cada curva se ha elaborado a partir de intervalos constantes de CE, de 5 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (superior a la precisión del equipo de medida, que es $\pm 1 \mu\text{S}/\text{cm}$).

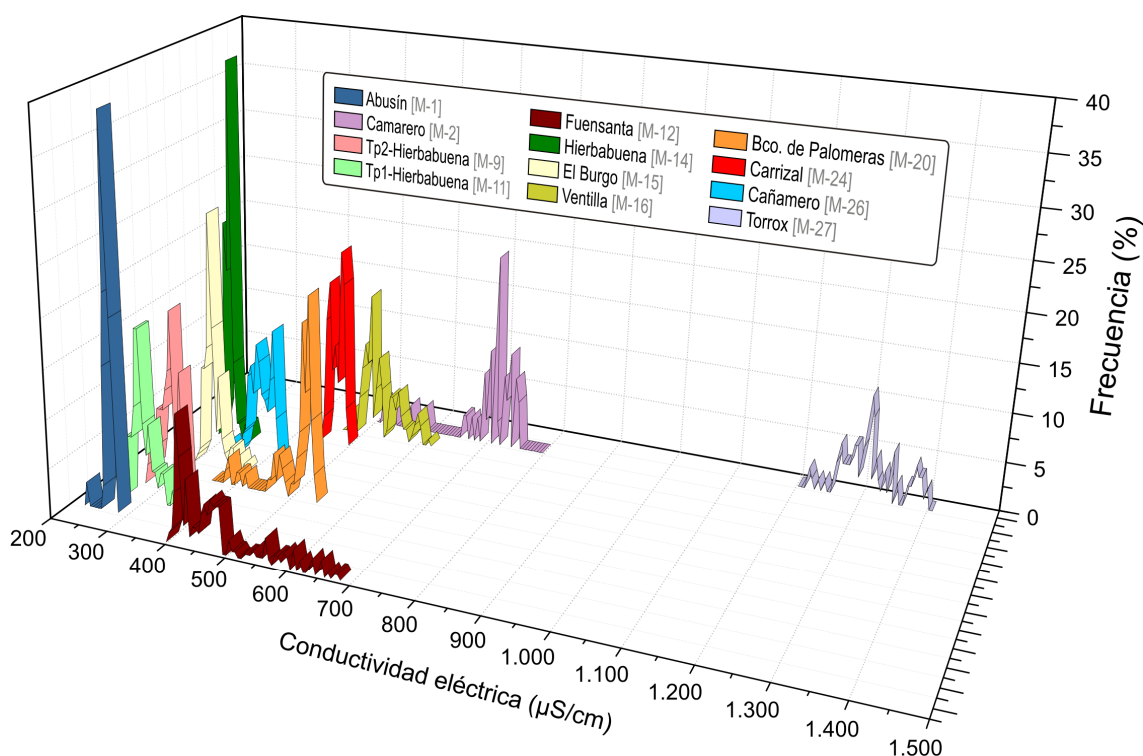


Figura 4.11. Curvas de frecuencias de los valores puntuales de CE del agua drenada por los principales manantiales controlados en la Serranía oriental de Ronda durante el período de investigación.

El análisis comparativo de las curvas de distribución de frecuencias permite distinguir morfologías muy variadas, así como diferentes rangos de valores de CE y magnitud de las modas predominantes (Fig. 4.11). Las curvas de frecuencias de los manantiales de la Fuensanta (M-12), Camarero (M-2) y de Torrox (M-27) muestran una morfología de tipo plurimodal, con múltiples modas de frecuencias máximas generalmente bajas (11-20 %), y los mayores rangos de variación de los valores de CE (183-260 $\mu\text{S}/\text{cm}$) de todos los manantiales. En las tres curvas, destaca una moda principal que, en el manantial de la Fuensanta, representa el intervalo de aguas de máxima dilución (durante las crecidas), mientras que en los de Camarero y de Torrox corresponde a aguas de mineralización intermedia. Cabe resaltar que, en el caso del manantial de Camarero, el período de muestreo es más corto que en los otros dos (Fig. 4.10), sólo un año hidrológico y medio, por lo que ha de tenerse cierta precaución a la hora de evaluar la variabilidad hidroquímica de esta surgencia.

Los manantiales del Barranco de Palomeras (M-20) y de la Ventilla (M-16), presentan un rango de variación de los valores de CE relativamente amplio (Fig. 4.11), aunque algo menor que en los manantiales anteriores. En sendas curvas, se distinguen de 3 a 4 modas individuales, pero predomina una (con la máxima frecuencia) sobre el resto, que en el manantial del Barranco de Palomeras (M-20) se sitúa en el intervalo de aguas más mineralizadas (condiciones hidrodinámicas intermedias y agotamiento), y en el de la Ventilla (M-16) se localiza en los valores más bajos de mineralización (crecidas de poca cuantía; Fig. 4.10).

Las curvas de distribución de frecuencias de los manantiales de Cañamero (M-26) y de Carrizal (M-24) evidencian una morfología bimodal, en la que se reconocen 2 modas principales bien definidas y con frecuencias similares (Fig. 4.11). En ambas surgencias estas modas corresponden a familias de aguas de mineralización intermedia y máxima, representativas de condiciones hidrodinámicas intermedias y de aguas bajas. El rango de variación de los valores de CE es mayor en el manantial de Cañamero (M-26) que en el del Carrizal (M-24), cuyo valor es de tan sólo 37 $\mu\text{S}/\text{cm}$, el más bajo de todos los manantiales considerados.

Las morfologías de las curvas de frecuencias de CE de las surgencias de El Burgo (M-15), Tp1-Hierbabuena (M-11) y de Tp2-Hierbabuena (M-9) muestran una distribución con 2 ó 3 modas principales (Fig. 4.11). Entre éstas, la que muestra la frecuencia máxima (18-26 %) representa a las aguas que se drenan durante buena parte del período de muestreo, con valores de mínima mineralización (aguas bajas). La segunda moda en importancia se sitúa

en clases de mineralización intermedia, mientras que la tercera, la menos significativa, representa el drenaje de las aguas más mineralizadas (crecidas).

En último lugar, los manantiales de Abusín (M-1) y de Hierbabuena (M-14) muestran curvas de tipo claramente unimodal (Fig. 4.11), según se desprende de los rangos de variación de la CE (48-49 $\mu\text{S}/\text{cm}$) y del porcentaje de frecuencia de la moda principal (39 %). No obstante, existen otras modas menos significativas con frecuencias más bajas. En cualquier caso, la escasez de valores de este parámetro en el manantial de la Hierbabuena (M-14), particularmente en situaciones de crecida, resta representatividad a la morfología de la curva y, por lo tanto, no permite una interpretación concluyente de la misma.

Según la metodología de las curvas de frecuencia (Bakalowicz, 1977, 1979), sólo el manantial de la Fuensanta (M-12) correspondería al drenaje de un sistema típicamente kárstico, mientras que surgencias como Abusín (M-1) constituirían el drenaje de sistemas escasamente karstificados, más bien de tipo fisurado. El resto de manantiales, entre los que se encuentran los de El Burgo (M-15), Cañamero (M-26), Barranco de Palomeras (M-20), Carrizal (M-24) y de la Ventilla (M-16), representarían sistemas con un grado variable de jerarquización interna del drenaje kárstico.

4.8 COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA

4.8.1 Características isotópicas de las aguas

A lo largo del período de investigación se han recogido muestras de agua de la mayoría de manantiales y sondeos existentes en el área de estudio con objeto de determinar su composición isotópica. No obstante, el muestreo se ha centrado preferentemente en las principales surgencias, con mayor interés desde el punto de vista hidrogeológico.

En la tabla 4.8 se resumen los parámetros estadísticos de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$, así como del exceso en deuterio (d) de las aguas. El valor medio de $\delta^{18}\text{O}$ varía entre -5,97 ‰, en el sondeo de la Venta del Cordobés (P-11), y -7,07 ‰, en el manantial de Buenavista (M-6), mientras que el valor promedio de $\delta^2\text{H}$ está comprendido entre -38,68 ‰, en el sondeo de la Venta del Cordobés, y -43,95 ‰, en la surgencia denominada Pista Turón (M-10). Las aguas subterráneas que presentan la mayor variabilidad isotópica (Tab. 4.8) corresponden a los manantiales de Tp1-Hierbabuena (M-11), con coeficientes de variación del 7 % tanto en $\delta^{18}\text{O}$ como en $\delta^2\text{H}$; Fuensanta (M-12), con porcentajes del 6 % ($\delta^{18}\text{O}$) y 7 % ($\delta^2\text{H}$); y Tp2-

Hierbabuena (M-9), con coeficientes del 7 % ($\delta^{18}\text{O}$) y 5 % ($\delta^2\text{H}$). En todos ellos, localizados en la zona meridional del área de estudio, existe mezcla de agua subterránea con agua superficial de los cauces adyacentes.

Manantial/Sondeo	Ref.	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)					$\delta^2\text{H}$ (‰)				<i>d</i> , exceso en deuterio (‰)			
		<i>n</i>	<i>mín</i>	<i>máx</i>	<i>med</i>	<i>cv</i>	<i>mín</i>	<i>máx</i>	<i>med</i>	<i>cv</i>	<i>mín</i>	<i>máx</i>	<i>med</i>	<i>cv</i>
Camarero	M-2	1	-6,94	-6,94	-	-	-44,19	-44,19	-	-	11,31	11,31	-	-
Hidalga	M-3	2	-6,82	-6,73	-6,77	-	-42,36	-41,69	-42,03	-	11,45	12,84	12,14	-
Los Sauces	M-4	1	-6,75	-6,75	-	-	-40,28	-40,28	-	-	13,70	13,70	-	-
Buenavista	M-6	4	-7,48	-6,60	-7,07	-	-44,22	-40,62	-42,80	-	12,18	15,62	13,77	-
Tp-Fuentsanta	M-7	9	-6,95	-5,79	-6,52	-	-44,60	-32,88	-40,30	-	9,72	14,74	11,85	-
Portillo	M-8	1	-7,22	-7,22	-	-	-43,06	-43,06	-	-	14,68	14,68	-	-
Tp2-Hierbabuena	M-9	13	-7,60	-6,21	-6,82	7	-45,00	-38,05	-40,98	5	11,16	16,19	13,57	14
Pista Turón	M-10	3	-7,52	-6,58	-7,01	-	-47,08	-40,67	-43,95	-	11,42	13,04	12,14	-
Tp1-Hierbabuena	M-11	14	-7,44	-5,93	-6,73	7	-46,41	-36,56	-41,87	7	7,00	14,35	11,96	17
Fuentsanta	M-12	161	-7,49	-5,49	-6,71	6	-44,68	-30,93	-39,17	7	8,10	18,95	14,50	16
Hierbabuena	M-14	21	-7,34	-6,62	-6,98	3	-45,42	-39,54	-42,36	3	11,96	15,02	13,45	6
El Burgo	M-15	48	-7,42	-6,10	-6,80	4	-47,26	-36,51	-41,53	5	9,44	16,31	12,88	10
Ventilla	M-16	47	-6,80	-5,42	-6,42	4	-41,48	-38,67	-40,17	2	4,73	13,59	11,21	13
Chaparrillal	M-18	1	-7,33	-7,33	-	-	-43,12	-43,12	-	-	15,56	15,56	-	-
Rabadán	M-19	1	-7,18	-7,18	-	-	-42,68	-42,68	-	-	14,72	14,72	-	-
Bco. de Palomeras	M-20	16	-7,01	-6,18	-6,49	3	-44,04	-38,47	-41,13	3	9,59	12,51	10,79	8
Prado Medina	M-22	15	-7,26	-5,96	-6,66	4	-44,04	-40,22	-41,68	2	7,45	14,08	11,62	14
Carrizal	M-24	23	-6,77	-6,17	-6,52	3	-40,82	-38,02	-39,69	2	10,47	14,09	12,45	9
Cañamero	M-26	65	-7,31	-5,97	-6,84	4	-44,96	-38,62	-41,44	3	8,76	16,66	13,31	11
Torrox	M-27	24	-6,52	-5,95	-6,25	3	-41,02	-38,67	-39,86	2	8,65	12,67	10,11	10
S. Arroyo del Cerezo	P-9	11	-6,64	-5,98	-6,44	3	-42,27	-40,51	-41,50	1	7,37	11,64	10,04	11
S. Venta del Cordobés	P-11	3	-6,22	-5,84	-5,97	-	-40,63	-37,46	-38,68	-	8,79	9,26	9,06	-
S. Campillos-3	S-46	1	-6,43	-6,43	-	-	-40,46	-40,46	-	-	11,01	11,01	-	-

Tabla 4.8. Parámetros estadísticos (número de análisis, *n*; mínimo, *mín*; máximo, *máx*; medio, *med*; y coeficiente de variación -expresado en %-, *cv*) de la composición isotópica de las aguas subterráneas recogidas en el área de estudio durante el período de investigación.

El valor medio de exceso en deuterio (*d*, en la tabla 4.8) está comprendido entre 9,06 ‰, en el sondeo de la Venta del Cordobés (P-11), y 14,50 ‰, en el manantial de la Fuentsanta (M-12), lo cual indica que los frentes nubosos que recargan a los acuíferos del área de estudio tienen una procedencia mixta, atlántica y mediterránea (Craig, 1961; Gat y Garmi, 1987; Cruz Sanjulián *et al.*, 1992; Andreo *et al.*, 2004; IAEA, 2005).

En la figura 4.13 se han representado los datos isotópicos ($\delta^{18}\text{O}$ frente a $\delta^2\text{H}$) de las aguas de las surgencias y de los sondeos. En ésta se aprecia que la mayoría de puntos se distribuyen entre la Línea Meteorica Global (LMG) y la Línea Meteorica del Mediterráneo occidental (LMMo), aunque se encuentran más próximos a la primera. La gran dispersión de las muestras, particularmente significativa en las aguas del manantial de la Fuentsanta (M-12), determina la baja correlación estadística existente entre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ ($R^2 = 0,44$). No obstante, el ajuste lineal de las muestras define la denominada Línea Local de Aguas Subterráneas (LLAS), cuya pendiente (3,9) es inferior a la de la de las líneas

meteóricas LMG y LMMo (8), lo que sugiere la existencia de procesos de fraccionamiento isotópico por evaporación que afectan a las aguas subterráneas, probablemente en las partes más superficiales de los acuíferos.

La mayoría de las aguas subterráneas procedentes de la zona meridional del área de estudio (manantiales de Buenavista, M-6; Hierbabuena, M-14; El Burgo, M-15; Tp1-Hierbabuena, M-11; y Tp2-Hierbabuena, M-9) presentan los valores más negativos de composición isotópica empobrecida- de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ (Tab. 4.8 y Fig. 4.12). Hacia el NE, los valores de ambos isótopos se enriquecen progresivamente, con valores cada vez menos negativos (Tab. 4.8). Esto es coherente con la distribución de la precipitaciones, que disminuyen de SO a NE (efecto cantidad). La infiltración de las aguas de lluvia se produce fundamentalmente en invierno (Fig. 3.11), con aguas más empobrecidas isotópicamente que las precipitaciones menos cuantiosas de otoño o primavera.

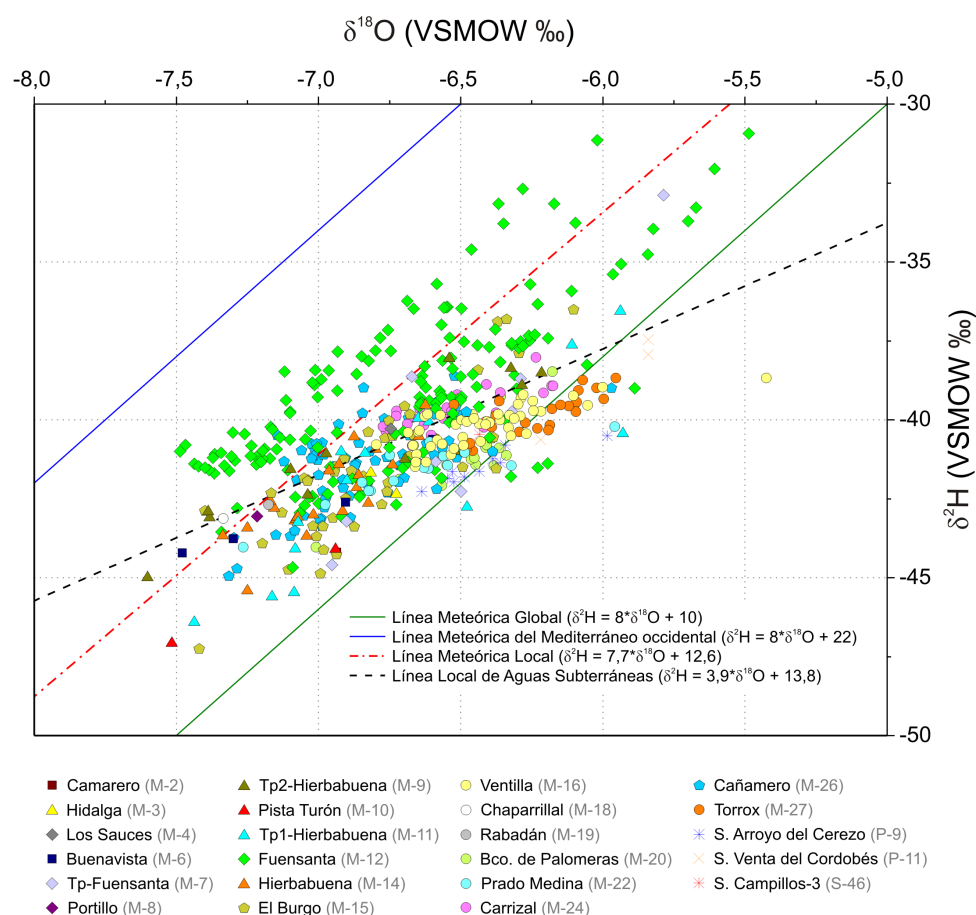


Figura 4.12. Representación de la composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$) de las muestras de agua subterránea (manantiales y sondeos) recogidas en el área de estudio. Se incluyen las ecuaciones que definen las principales líneas meteóricas.

4.8.2. Evolución temporal de $\delta^{18}\text{O}$

El análisis de la composición isotópica de las aguas subterráneas y de sus variaciones frente a las de las precipitaciones de las que proceden permite obtener información acerca de los procesos de infiltración y de mezcla (agua de lluvia-agua subterránea o, en su caso, agua superficial-agua subterránea) en los acuíferos; en definitiva, del funcionamiento hidrogeológico.

En la figura 4.13 se representa la evolución temporal de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas de lluvia (registradas en las estaciones de Las Pilas y del Puerto del Viento) y los de las aguas subterráneas recogidas en los principales manantiales y sondeos de la Serranía oriental de Ronda.

En las evoluciones temporales de la composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$) de las aguas subterráneas (Fig. 4.13) se distinguen dos patrones de comportamiento diferentes, asociados a manantiales y sondeos de distintos ámbitos geográficos del área de estudio. Por un lado, las series de datos de $\delta^{18}\text{O}$ registrados en las aguas de los manantiales de El Burgo (M-15), Hierbabuena (M-14; junto con Tp1-Hierbabuena, M-11, y Tp2-Hierbabuena, M-9) y de la Fuensanta (M-12; además de Tp-Fuensanta, M-7), ubicados en la zona meridional, presentan variaciones rápidas y de mayor amplitud, así como valores isotópicos generalmente más negativos (Fig. 4.13). No obstante, el agua del manantial de la Hierbabuena (M-14) presenta la menor variabilidad isotópica debido, en gran parte, a la falta de muestras correspondientes a períodos de aguas altas. Se observa, además, que la evolución de la composición isotópica de las aguas subterráneas es más parecida a la de las precipitaciones (pluviocaptor del Puerto del Viento) que las generan a medida que éstas son más abundantes (año hidrológico 2009/10), dado que las lluvias de menor cuantía, con valores menos negativos de $\delta^{18}\text{O}$ (febrero y abril de 2008 y enero de 2009), suelen producir menor recarga en los acuíferos.

Por otro lado, las aguas de los manantiales de Torrox (M-27) y del Barranco de Palomeras (M-20) y las del sondeo del Arroyo del Cerezo (P-9), las dos últimas isotópicamente similares, así como las de los manantiales del Carrizal (M-24) y de la Ventilla (M-16), presentan una evolución similar de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 4.13). La respuesta isotópica es más amortiguada y la magnitud de las variaciones mucho menor (mínima durante el año hidrológico 2007/08, el más seco), aunque en algunas surgencias,

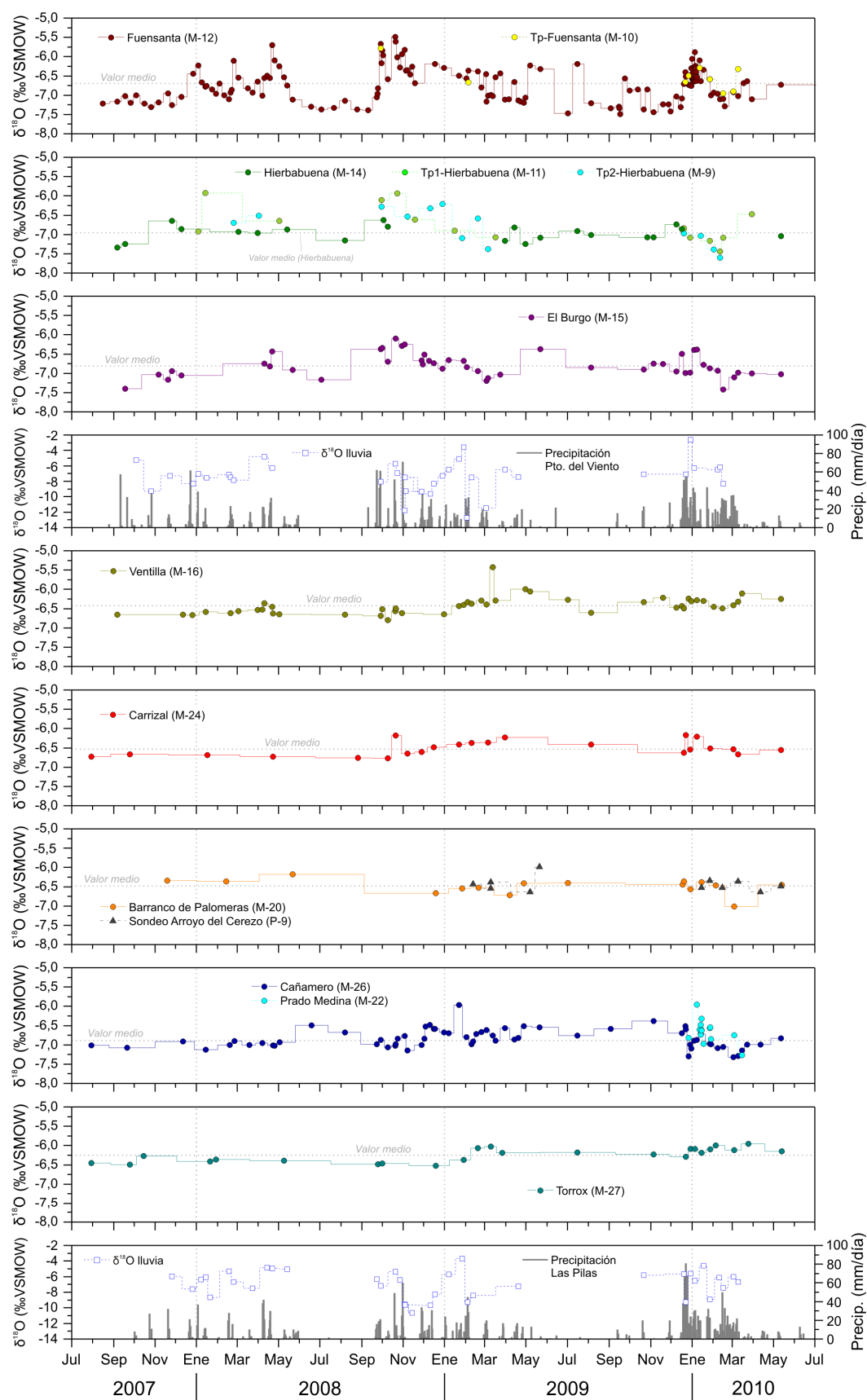


Figura 4.13. Evolución temporal de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas de lluvia (recogidas en las estaciones de muestreo de Las Pilas y del Puerto del Viento) y de las aguas subterráneas drenadas por los principales manantiales y sondeos del área de estudio.

se pueden observar cambios puntuales más rápidos y marcados (Carrizal, en octubre de 2008; Ventilla, en marzo de 2009; Fig. 4.13). La composición isotópica de las aguas drenadas por las surgencias de Cañamero (M-26) y de Prado Medina (M-22), aunque evoluciona de forma similar al resto de manantiales de la parte noroccidental del área de estudio, muestra una mayor variabilidad y reproducen mejor las variaciones isotópicas de las aguas de recarga (pluviocaptor de Las Pilas; Fig. 4.13). A diferencia del resto de surgencias, en la de Torrox, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ tienden a aumentar progresivamente durante el período de investigación.

En los manantiales de la zona meridional (El Burgo y Hierbabuena y Fuensanta con sus *trop plein*) los primeros episodios significativos de recarga del año hidrológico (p.e. otoño de 2008/09) provocan aumentos rápidos de $\delta^{18}\text{O}$ seguidos de descensos progresivos de este parámetro (Fig. 4.13). Esto es consecuencia de la infiltración de aguas isotópicamente enriquecidas que paulatinamente se mezclan con las aguas almacenadas en los acuíferos, con valores más negativos de $\delta^{18}\text{O}$. Las precipitaciones más abundantes del período húmedo (invierno), con una composición isotópica más ligera, contribuyen en mayor medida al flujo del manantial, por lo que se observan descensos de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ durante este tiempo (por ejemplo en invierno de 2009/10). En cambio, en el resto de las surgencias de la zona septentrional (Fig. 4.13) salvo en la de Torrox, se observan respuestas isotópicas con aumentos generalizados de $\delta^{18}\text{O}$ (algo más instantáneos en el manantial de Cañamero) en los principales períodos de precipitaciones y disminuciones graduales, aunque de magnitud variable (máxima en Cañamero y mínima en Ventilla), durante episodios de elevada recarga (enero a abril de 2010).

De todo lo anterior se deduce un mayor grado de desarrollo del drenaje kárstico en los sectores acuíferos drenados por los manantiales de la Fuensanta (M-12), Tp1-Hierbabuena (M-11), Tp2-Hierbabuena (M-9) y de El Burgo (M-15), lo que permite la rápida infiltración del agua de lluvia y la mezcla limitada con el agua subterránea previamente almacenada. Las rápidas y acusadas variaciones isotópicas en el agua del manantial de la Fuensanta (M-12) y de las surgencias que drenan al Río Turón, parecen estar condicionadas, al igual que ocurre con otros parámetros hidrogeológicos, por la infiltración de aguas superficiales de los arroyos próximos a la surgencia. La mayor homogeneización de la composición isotópica de las aguas del resto de manantiales (Ventilla, Carrizal, Barranco de Palomeras y Torrox) sugiere un menor desarrollado del drenaje kárstico de los sectores acuíferos que drenan, lo que les confiere cierta inercia y poder de regulación natural. Las variaciones isotópicas detectadas en las aguas de las surgencias de Cañamero y de Prado Medina, con características intermedias, corresponderían a sectores acuíferos

moderadamente karstificados. Finalmente, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas del manantial de Torrox, progresivamente menos negativos, podrían ser consecuencia de la mezcla con aguas superficiales (relativamente evaporadas) del Río de la Venta.

4.8.3. Relación $\delta^{18}\text{O}$ – altitud: superficies de recarga

La variación de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en función de la altitud es de gran utilidad para estimar las altitudes medias y las superficies de recarga de los acuíferos, sobre todo en sistemas hidrogeológicamente complejos. Esta metodología ha sido aplicada, con resultados satisfactorios, en acuíferos situados en contextos climáticos e hidrogeológicos muy diversos: en las cadenas montañosas del Jura y Pirineos (Blavoux *et al.*, 1979 y Mudry, 1981; Bakalowicz *et al.*, 1974, respectivamente), en la cuenca cretácica del Atlas central (El Ouali *et al.*, 2000), en macizos carbonáticos de los Apeninos centrales (Barbieri *et al.*, 2005), en diversas cuencas hidrográficas de Arizona (Blasch y Bryson, 2007) y en la Cordillera Bética (Cardenal, 1993; Andreo, 1995; García-López, 1996; Liñán, 2003; Kohfahl *et al.*, 2008), por citar sólo algunos ejemplos.

En la figura 4.14 se han representado los valores medios de $\delta^{18}\text{O}$ y la altitud media de recarga de los principales manantiales estimada mediante el Modelo Digital del Terreno. La relación existente entre ambos parámetros pone de manifiesto que los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en la parte más meridional del área de estudio (sierras Hidalga y Blanquilla) son más negativos y las altitudes de recarga más elevadas que en las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco, Teba y Peñarrubia. En el área del Arroyo de la Fuensanta los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y la altitud de recarga son similares a los obtenidos en las aguas de los manantiales que drenan las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco y diferentes de los valores isotópicos de las sierras Hidalga y Blanquilla.

A diferencia de las aguas de lluvia, cuya composición isotópica no ha permitido precisar una relación clara con la altitud, se ha establecido un gradiente isotópico ($\delta^{18}\text{O}$ – altitud), válido, al menos, para las aguas subterráneas. El valor obtenido de este gradiente es de -0,15 ‰/100 m. Dicho valor se encuentra muy por debajo del valor medio (-0,27 ‰/100 m) estimado en otras regiones del mundo (IAEA, 1981), hecho que puede estar influenciado por factores como la evaporación de las aguas de recarga, más marcada en la parte nororiental del área de estudio, y por los procesos de mezcla con aguas superficiales, en la zona de descarga de Sierra Blanquilla, en el área del Arroyo de la Fuensanta y en la cuenca del Río de la Venta. El escaso contraste de altitudes en el área de estudio también parece influir considerablemente en la estimación del gradiente isotópico.

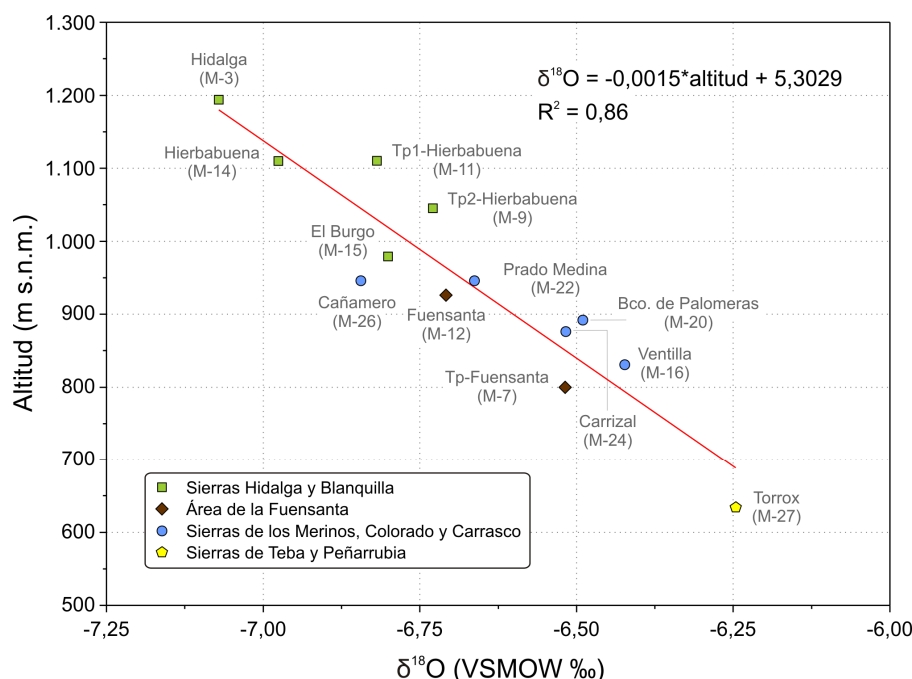


Figura 4.14. Relación entre los valores medios de $\delta^{18}\text{O}$ y la altitud media de recarga de los principales manantiales del área de estudio.

4.8.4. Consideraciones sobre el funcionamiento hidrogeológico de acuíferos kársticos a partir de la composición isotópica de las aguas

La variabilidad de las respuestas naturales de los acuíferos (hidrodinámicas, hidroquímicas e hidrotérmicas) se refleja también, generalmente, en los cambios de la composición isotópica de las aguas. En la figura 4.15 se representan la desviación estándar de los valores medios de $\delta^{18}\text{O}$ con respecto a la desviación estándar de la temperatura del agua de manantiales y sondeos que disponen de un registro isotópico más completo.

En el gráfico de la figura 4.15 se aprecia cómo las aguas de los manantiales del Carrizal (M-24) y de Torrox (M-27) y el sondeo del Arroyo del Cerezo (P-9), en la parte más septentrional del área de estudio, registran las mínimas variaciones en ambos parámetros, mientras que los manantiales de El Burgo (M-15), Fuensanta (M-12) y Tp1-Hierbabuena (M-11), que drenan parte de Sierra Blanquilla y el área del Arroyo de la Fuensanta, muestran la máxima variabilidad, particularmente en los datos de temperatura del agua. Además de las del manantial de la Fuensanta (M-12), las aguas de los manantiales de tipo *trop plein* (Tp-Fuensanta, M-7; Tp2-Hierbabuena, M-9; y Prado Medina, M-22) son las que presentan la

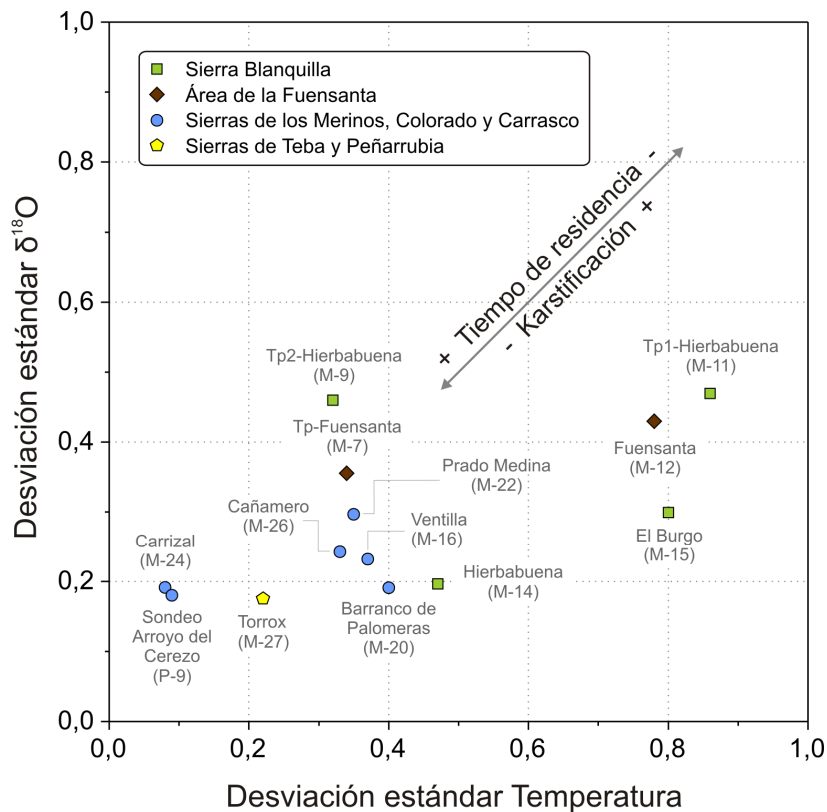


Figura 4.15. Relación entre la variabilidad (desviación estándar) de los datos de $\delta^{18}\text{O}$ y de la temperatura de las aguas drenadas por los principales manantiales y sondeos del área de estudio.

mayor variabilidad isotópica. El resto de surgencias presentan valores intermedios de desviación estándar de $\delta^{18}\text{O}$ y de temperatura.

Las surgencias que muestran un mayor grado de variabilidad de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y de temperatura del agua drenan acuíferos con más desarrollo de la karstificación, lo cual permite que las aguas fluyan rápidamente, desde las zonas de recarga hasta las áreas de descarga (sin apenas interaccionar con el agua almacenada en el acuífero) y que los tiempos de residencia sean muy cortos (Figs. 4.6, 4.13 y 4.15). Por el contrario, los manantiales con respuestas isotópicas e hidrotérmicas escasamente variables son característicos de sectores acuíferos poco karstificados. En éstos, el grado de mezcla de las aguas recientemente infiltradas con las aguas almacenadas en el acuífero es mayor y los tiempos de residencia prolongados, lo que da lugar a la homogeneización de las señales isotópicas e hidrotérmicas, características de los acuíferos con bajo grado de karstificación. Las surgencias con una variabilidad intermedia representan el drenaje de acuíferos con un grado moderado de karstificación.

El análisis estadístico de los datos isotópicos ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y d) permite, además, una identificación más precisa del carácter y funcionamiento hidrogeológico de los acuíferos kársticos (Bakalowicz *et al.*, 1974; Bakalowicz, 1979; Liñán, 2003; Andreo *et al.*, 2004). La figura 4.16 muestra las curvas de distribución de frecuencias de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de los manantiales más representativos del área de estudio. En este gráfico se observa una gran variabilidad de los datos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de las surgencias, que se traduce en curvas de frecuencias con diferentes morfologías, número de modas y rangos de variación.

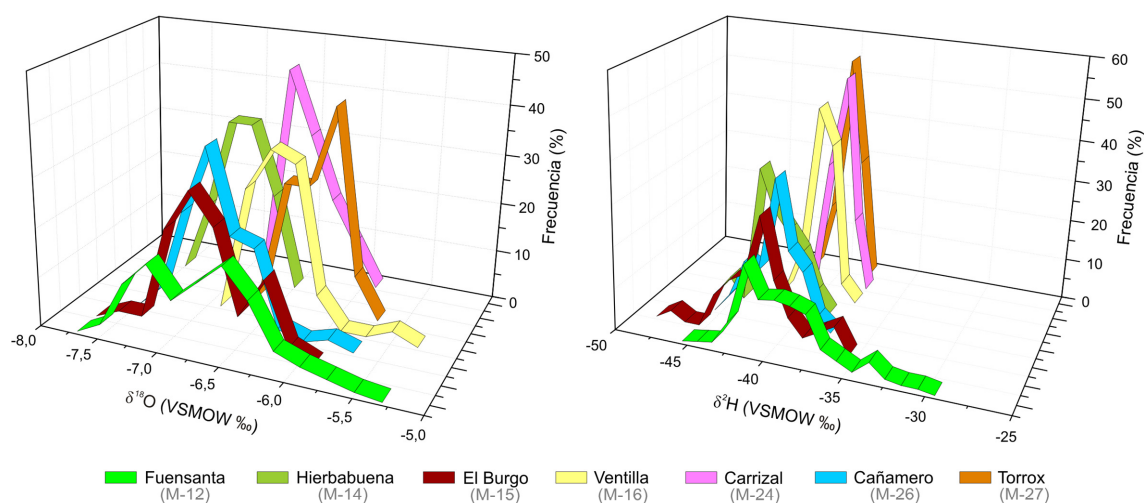


Figura 4.16. Curvas de distribución de frecuencias de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ (A) y $\delta^2\text{H}$ (B) medidos en las aguas drenadas por los manantiales más importantes del área de estudio.

Los manantiales de la Fuensanta (M-12), El Burgo (M-15) y de Cañamero (M-26) muestran la mayor amplitud de los valores isotópicos (~ 2 ‰ en $\delta^{18}\text{O}$ y ~ 15 ‰ en $\delta^2\text{H}$) y morfologías de las curvas de distribución de frecuencias con varios picos (Fig. 4.16). En las surgencias del Carrizal (M-24), Hierbabuena (M-14) y de Torrox (M-27) ocurre lo contrario, los rangos de variación de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ son menores (~ 1 ‰ en $\delta^{18}\text{O}$ y ~ 5 ‰ en $\delta^2\text{H}$) y las curvas de distribución de frecuencias generalmente de tipo unimodal (particularmente las de $\delta^2\text{H}$), con frecuencias máximas sensiblemente mayores. En el manantial de la Ventilla (M-16), la distribución de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 4.16) muestra características intermedias entre los dos grupos anteriores, aunque la curva de frecuencias de los valores de $\delta^2\text{H}$, más bien de tipo unimodal, es más parecida al grupo de surgencias con respuestas isotópicas más homogéneas.

El primer conjunto de manantiales, el más heterogéneo desde el punto de vista isotópico, evidencia un mayor desarrollo de la karstificación, especialmente en el manantial de la Fuensanta (M-12), a cuyo flujo subterráneo deben contribuir varios tipos de aguas con

diferentes composiciones isotópicas. Por el contrario, el segundo grupo de surgencias, en el que la respuesta isotópica varía poco durante la mayor parte del tiempo está caracterizado por un menor grado de jerarquización interna del drenaje kárstico. El manantial de la Ventilla (M-16), atendiendo al criterio isotópico, drenaría un sector acuífero con un desarrollo intermedio de la karstificación.

4.9 FLUORESCENCIA NATURAL DE LAS AGUAS

4.9.1. Caracterización de la fluorescencia natural

Desde julio de 2008 hasta mayo de 2010 se han muestreado los principales manantiales y sondeos del área de estudio, con la intención de caracterizar las aguas subterráneas a partir de los datos de COT (carbono orgánico total) y fluorescencia natural (Tabs. 4.9 y 4.10).

Se ha detectado la presencia de todos los picos de máxima intensidad de fluorescencia (A, B, C, T₁ y T₂) que caracterizan los compuestos orgánicos disueltos en las aguas subterráneas (Tabs. 4.9 y 4.10). Los picos de fluorescencia C y A, generalmente con las intensidades más elevadas, se han registrado en todas las aguas; los picos B, en un porcentaje elevado de muestras; y los picos T₁ y T₂, sólo han sido detectados en las aguas de los manantiales de Buenavista (M-6), Portillo (M-8) y de la Ventilla (M-16), así como en los sondeos de Campillos-3 (S-46) y Palomeras-1 (P-8) (Tabs. 4.9 y 4.10).

El rango de valores de COT en las aguas subterráneas (Tab. 4.9) varía entre 0,12 mg/l, registrado en el manantial del Carrizal (M-24), y 2,82 mg/l, en el sondeo de la Venta del Cordobés (P-11). Los valores de intensidad de fluorescencia del pico A están comprendidos entre 1,02 u.R. (unidades Raman) y 26,93 u.R., en las aguas de los manantiales de la Ventilla (M-16) y de la Fuensanta (M-12), respectivamente. En las aguas de esta última surgencia también se ha medido el valor medio más elevado (12 u.R.). En lo que respecta al pico C, el valor mínimo de intensidad es 0,48 u.R. (manantial de la Ventilla, M-16) y el máximo 15,16 u.R. (sondeo de la Venta del Cordobés, P-11).

Los contenidos de COT y los valores de fluorescencia de las aguas de manantiales y sondeos son generalmente bajos si se comparan los resultados previos con los obtenidos en áreas con un contexto climático y geográfico diferente, y particularmente más húmedas (Baker *et al.*, 1997; Emblanch *et al.*, 1998; Batiot, 2002; Batiot *et al.*, 2003a y b; Pronk *et al.*, 2006).

Manantial/sondeo	Ref.	COT [mg/l]					Pico C [u.R.]					Pico A [u.R.]					rC/A
		n	mín	máx	med	cv (%)	n	mín	máx	med	cv (%)	n	mín	máx	med	cv (%)	
Abusín	M-1	7	0,14	0,22	0,17	16	7	0,72	1,19	0,85	18	7	1,53	1,98	1,77	10	0,48
Camarero	M-2	6	0,15	0,22	0,17	14	6	0,70	0,80	0,76	5	6	1,50	1,79	1,64	8	0,46
Hidalga	M-3	2	0,15	0,22	0,18	27	2	0,86	1,88	1,37	52	2	2,00	4,22	3,11	50	0,44
Los Sauces	M-4	18	0,76	2,29	1,05	32	18	3,89	6,96	5,06	15	18	8,15	13,34	10,48	13	0,48
Convento	M-5	2	0,39	0,55	0,47	24	2	2,34	3,39	2,87	26	2	5,12	7,21	6,17	24	0,46
Buenavista	M-6	2	0,31	0,34	0,28	13	1	2,10	2,10	2,10	-	1	3,98	3,98	3,98	-	-
Tp-Fuentsanta	M-7	18	0,45	2,29	1,20	33	18	2,55	8,51	5,48	25	18	5,66	15,99	11,32	22	0,48
Portillo	M-8	5	0,22	0,29	0,25	12	4	1,43	1,67	1,59	7	4	3,05	5,52	4,27	24	0,38
Tp2-Hierbabuena	M-9	37	0,23	0,78	0,38	30	37	1,44	3,59	2,11	21	37	3,05	6,13	4,26	16	0,49
Pista-Turón	M-10	3	0,61	0,89	0,76	19	3	3,91	5,54	4,72	17	3	8,00	11,19	9,61	17	0,49
Tp1-Hierbabuena	M-11	47	0,27	1,51	0,61	37	47	1,83	5,96	3,26	29	47	4,04	11,08	6,71	25	0,48
Fuentsanta	M-12	144	0,20	2,42	1,03	54	144	1,48	8,56	4,40	39	144	2,78	26,93	12,00	53	0,40
Hierbabuena	M-14	32	0,13	0,87	0,26	55	32	0,79	3,90	1,38	45	32	1,78	7,47	2,87	41	0,48
El Burgo	M-15	100	0,15	1,44	0,59	50	100	1,11	6,71	3,14	44	100	2,56	13,00	6,51	39	0,48
Ventilla	M-16	105	0,13	0,71	0,27	44	105	0,48	3,40	1,18	43	105	1,02	6,81	2,41	41	0,49
Barranco de Palomeras	M-20	40	0,25	0,93	0,40	28	40	1,48	3,46	1,97	22	40	3,12	6,40	3,99	19	0,49
Prado Medina	M-22	12	0,35	0,54	0,45	12	12	2,42	3,49	3,12	10	12	4,98	6,78	6,15	9	0,51
Carrizal	M-24	96	0,12	0,57	0,20	25	83	0,75	3,16	1,17	29	83	1,46	5,61	2,27	25	0,52
Cañamero	M-26	111	0,14	0,72	0,37	35	111	1,06	4,50	2,01	37	111	2,28	8,48	4,03	35	0,50
Torrox	M-27	46	0,18	0,37	0,23	18	46	1,21	2,04	1,54	13	46	2,26	3,94	2,95	13	0,52
Sond. Arroyo del Cerezo	P-9	34	0,29	0,44	0,37	12	32	1,82	2,76	2,12	13	32	3,70	5,57	4,33	12	0,49
Sond. Vta. del Córdoba	P-11	5	0,97	2,82	1,98	45	5	6,19	15,16	10,71	38	5	11,17	26,81	20,09	36	0,53
Sond. Prado Medina	S-40	4	0,49	0,56	0,53	6	4	3,48	4,27	3,91	8	4	6,42	7,90	7,18	8	0,54
Sond. Campillos-3	S-46	4	0,18	0,22	0,20	9	4	1,31	1,49	1,42	5	4	2,74	2,98	2,88	4	0,49
Sond. Palomeras-1	P-8	15	0,28	1,06	0,51	42	11	1,33	2,75	2,08	20	11	2,92	5,59	4,30	19	0,48

Tabla 4.9. Parámetros estadísticos (número de medidas, **n**; valor mínimo, **mín**; valor máximo, **máx**; valor medio, **med**; y coeficiente de variación -expresado en %-, **cv**) de los valores de COT y de los picos de máxima intensidad de fluorescencia C y A (expresada en unidades Raman, u.R.) determinados en las aguas subterráneas. También se muestra el valor medio (**med**) del cociente entre ambos picos (rC/A).

Manantial/sondeo	Ref.	Pico T ₁ [u.R.]					Pico T ₂ [u.R.]					Pico B [u.R.]				
		n	mín	máx	med	cv (%)	n	mín	máx	med	cv (%)	n	mín	máx	med	cv (%)
Abusín	M-1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6	0,35	1,41	0,66	61
Camarero	M-2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5	0,30	0,71	0,45	36
Hidalga	M-3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	0,54	0,71	0,62	19
Los Sauces	M-4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Convento	M-5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	0,76	1,45	1,11	45
Buenavista	M-6	1	2,33	2,33	-	-	-	-	-	-	-	1	0,46	0,46	-	-
Tp-Fuentsanta	M-7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Portillo	M-8	1	2,91	2,91	-	-	-	-	-	-	-	4	0,79	2,82	1,65	53
Tp2-Hierbabuena	M-9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	18	0,37	3,55	0,78	92
Pista Turón	M-10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	0,59	0,83	0,72	17
Tp1-Hierbabuena	M-11	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	12	0,54	1,32	0,87	34
Fuentsanta	M-12	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	39	0,90	7,48	2,40	57
Hierbabuena	M-14	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	12	0,47	2,06	1,03	45
El Burgo	M-15	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	35	0,39	1,86	0,86	48
Ventilla	M-16	7	0,82	2,34	1,25	45	-	-	-	-	-	46	0,32	3,33	0,86	69
Barranco de Palomeras	M-20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6	0,62	3,49	1,45	81
Prado Medina	M-22	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	1,14	1,14	-	-
Carrizal	M-24	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	13	0,28	1,19	0,54	46
Cañamero	M-26	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	59	0,35	5,15	0,89	83
Torrox	M-27	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	0,49	1,39	0,98	46
Sond. Arroyo del Cerezo	P-9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10	0,36	2,41	0,99	68
Sond. Vta. del Córdoba	P-11	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sond. Prado Medina	S-40	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sond. Campillos-3	S-46	1	1,36	1,36	-	-	1	2,44	2,44	2,44	-	2	0,60	0,75	0,68	16
Sond. Palomeras-1	P-8	5	1,68	50,72	15,40	132	8	2,08	325	64,38	172	7	0,52	5,51	2,43	86

Tabla 4.10. Parámetros estadísticos (número de medidas, **n**; valor mínimo, **mín**; valor máximo, **máx**; valor medio, **med**; y coeficiente de variación -expresado en %-, **cv**) de los valores de los picos de máxima intensidad de fluorescencia T₁, T₂ y B (expresadas en unidades Ramman, u.R.) determinados en las aguas subterráneas del área de estudio.

Sin embargo, las aguas de los manantiales de El Burgo (M-15), Tp1-Hierbabuena (M-11), Pista Turón (M-10), Los Sauces (M-4), Fuensanta (M-12) y de Tp-Fuensanta (M-7) muestran valores de los parámetros anteriormente citados algo más elevados que el resto de puntos de agua (Tab. 4.9), con concentraciones medias de COT superiores a 0,5 e intensidades de fluorescencia medias del pico A y C por encima de 6 y 3 u.R. Todas estas surgencias se encuentran en el área de descarga de Sierra Blanquilla hacia el Río Turón (los tres primeros) y en el área del Arroyo de la Fuensanta (los tres últimos). Estos valores de COT y fluorescencia natural registrados en las aguas subterráneas podrían ser el reflejo de los procesos de mezcla con aguas superficiales (más enriquecidas en materia orgánica del suelo).

Los picos de intensidad de fluorescencia B, T₁ y T₂, menos abundantes en las aguas subterráneas, presentan la mayor variabilidad (Tab. 4.10) y valores máximos de 7,48 (manantial de la Fuensanta, M-12), 50,72 y 325 u.R. (estos dos últimos valores registrados en las aguas del sondeo de Palomeras-1, P-8), respectivamente.

4.9.2. Evolución temporal de la fluorescencia natural

En la figura 4.17 se representan las evoluciones temporales de los picos de máxima intensidad de fluorescencia natural, C y A, registrados en los principales manantiales (permanentes y de tipo *trop plein*) del área de estudio, así como en el sondeo del Arroyo del Cerezo (P-9). En todas ellas, los valores máximos de intensidad de fluorescencia (de los picos A y C) tienen lugar en el transcurso del período de recarga, durante el otoño e invierno y, ocasionalmente, en primavera, mientras que los valores mínimos se registran a lo largo del estiaje.

Las variaciones de intensidad de fluorescencia de los picos C y A, en los manantiales de Cañamero (M-26), El Burgo (M-15), Hierbabuena (M-14) y manantiales asociados (Tp1-Hierbabuena, M-11, y Tp2-Hierbabuena, M-9) y de la Fuensanta (M-12), como consecuencia de la infiltración de agua de lluvia, son generalmente rápidas y muestran una magnitud proporcional a la intensidad de los eventos de recarga (Fig. 4.17).

En las evoluciones temporales de la figura 4.17, los picos de intensidad de fluorescencia varían generalmente de forma simultánea, con una relación próxima a 0,5 (rC/A en Tab. 4.9), lo que indica que los componentes orgánicos del suelo, en especial, ácidos húmicos, fúlvicos y proteínas asociadas a éstos (picos A y C), son disueltos en la misma proporción conforme tienen lugar los eventos de recarga.

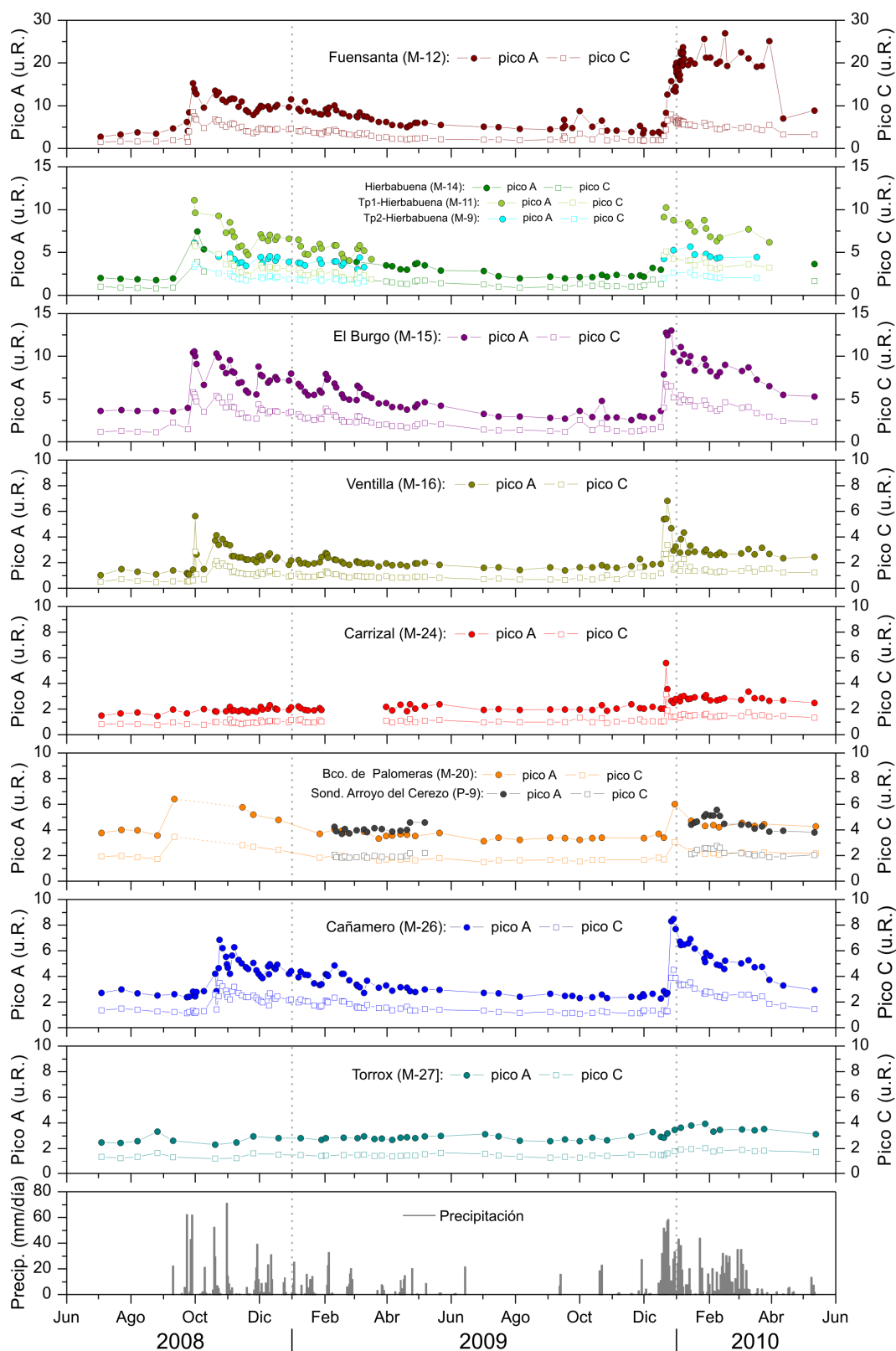


Figura 4.17. Evolución temporal de la intensidad de fluorescencia de los picos C y A en las aguas de los principales manantiales del área de estudio y del sondeo del Arroyo del Cerezo (P-9). Nótese que los valores del eje y (intensidad de fluorescencia) de los 3 gráficos superiores está realizada con respecto a los demás. El registro de precipitación corresponde a la estación meteorológica de Añoreta.

Por lo tanto, atendiendo al COT y a la fluorescencia natural de las aguas, los manantiales de Cañamero (M-26), El Burgo (M-15), Hierbabuena (M-14), Tp1- Hierbabuena (M-11), Tp2-Hierbabuena (M-9) y de la Fuensanta (M-12) se caracterizarían por un drenaje rápido a favor de un sistema de conductos bien jerarquizado y altamente transmisivo, mientras que los manantiales de Torrox (M-27), Carrizal (M-24) y del Barranco de Palomeras (M-20), así como el sondeo del Arroyo del Cerezo (P-9), drenarían sectores acuíferos menos karstificados. El manantial de la Ventilla (M-16), con respuestas intermedias, mostraría un comportamiento variable entre los dos anteriores.

Sin embargo, hay que recordar que la influencia de procesos externos a la propia dinámica natural del flujo de agua subterránea, tales como la mezcla con aguas superficiales y los episodios de contaminación (orgánica), podría modificar las respuestas naturales registradas en los manantiales (p.e. drenaje del área de descarga de Sierra Blanquilla hacia el Río Turón y área del Arroyo de la Fuensanta). Ello aumentaría los valores iniciales de COT e intensidad de fluorescencia y la variabilidad de los mismos y, consecuentemente, el aparente grado de karstificación del sector acuífero.

4.9.3. Materia orgánica disuelta y carbono orgánico total (COT)

La intensidad de fluorescencia de la materia orgánica disuelta en las aguas, asociada generalmente a sustancias de tipo húmico y fúlvico, suele presentar una correlación lineal significativa con el contenido de COT (Cumberland y Baker, 2007; Mudarra *et al.*, 2011).

En la figura 4.18 se representa la intensidad de fluorescencia del pico A frente al contenido de COT de las aguas recogidas en los principales manantiales y varios sondeos del área de estudio. En las aguas de los manantiales de Cañamero (M-26), Prado Medina (M-22), El Burgo (M-15), Hierbabuena (M-14), y Tp-Fuensanta (M-7), así como del sondeo de Palomeras-1 (P-8), se obtiene una mayor correlación entre estos dos parámetros ($R^2 > 0,7$). Esta correlación es algo menos significativa ($R^2 < 0,2$) en el resto de puntos y casi inexistente en el manantial de Torrox (M-27) y en el sondeo del Arroyo del Cerezo (Fig. 4.18). En estos dos puntos y en el manantial del Carrizal (M-24), los datos están más agrupados en los gráficos, lo cual es el reflejo de la baja variabilidad de la intensidad de fluorescencia del pico A y del contenido de COT (Tab. 4.9 y Fig. 4.18). En cambio, las muestras de agua de los manantiales de El Burgo (M-15), Tp1-Hierbabuena (M-14), Fuensanta (M-12) y de Tp-Fuensanta (M-7) presentan una mayor dispersión, lo que pone de manifiesto la elevada

heterogeneidad de los componentes orgánicos disueltos (Tab. 4.9 y Fig. 4.18), probablemente debido a la mezcla de las aguas subterráneas con las aguas superficiales, más ricas en materia orgánica, como ya se ha indicado previamente.

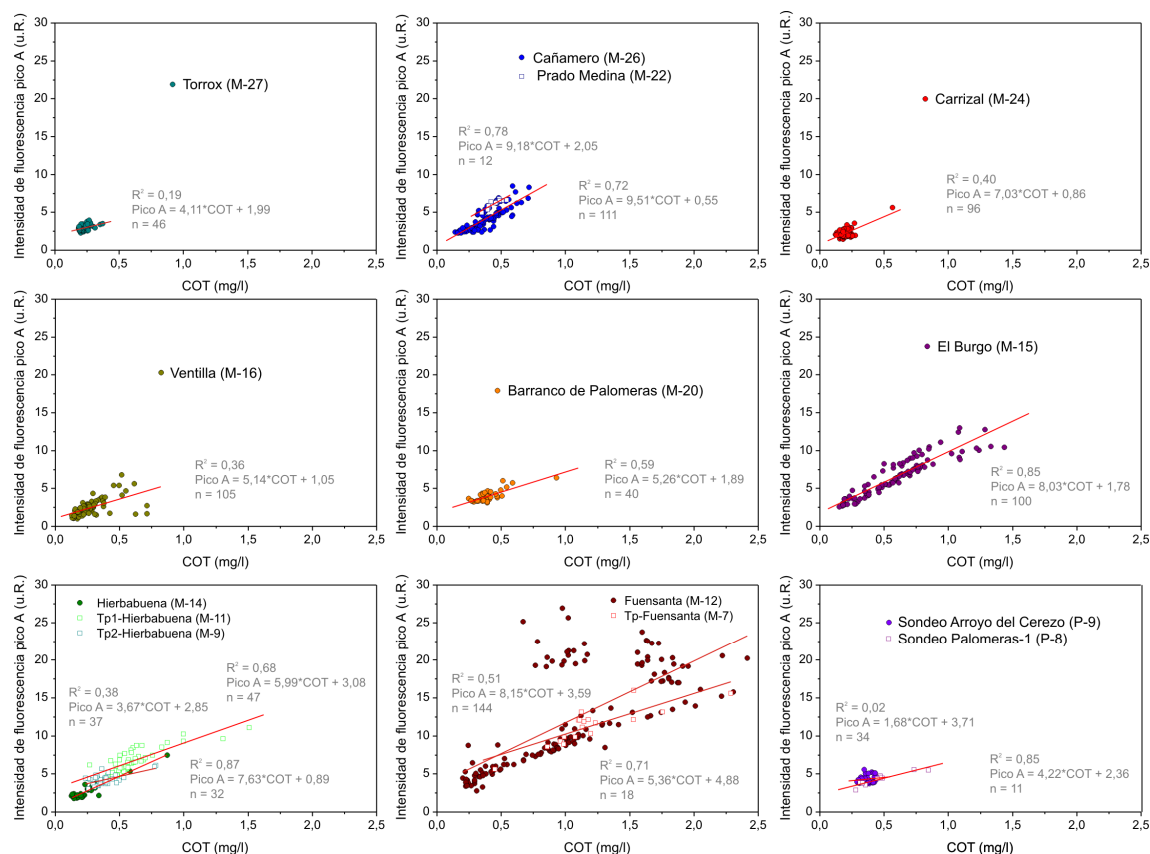


Figura 4.18. Valor de intensidad de fluorescencia del pico A frente al contenido en carbono orgánico total (COT) de las aguas muestreadas en los principales manantiales y sondeos del área de estudio.

La alta correlación entre la intensidad de fluorescencia del pico A y el contenido en COT (Fig. 4.18) confirma la presencia predominante de sustancias de tipo húmico (picos A), que aparecen asociadas a ácidos fúlvicos (picos C) y, en menor medida, a compuestos orgánicos de tipo tirosina (picos B) de la materia orgánica disuelta en las aguas (Tabs. 4.9 y 4.10). Las dos primeras sustancias proceden de la descomposición de la materia orgánica de restos de plantas y animales (Aiken *et al.*, 1985; Hayes *et al.*, 1989), mientras que la tercera (así como los picos T₁ y T₂) deriva fundamentalmente de la actividad microbiológica (Coble, 1996; Baker y Spencer, 2004; Hudson *et al.*, 2008).

4.10. DIFERENCIACIÓN HIDROGEOLÓGICA EN LA SERRANÍA ORIENTAL DE RONDA

La caracterización hidrogeológica general llevada a cabo a lo largo de este capítulo permite definir tres grandes zonas en el área de estudio, en las cuales se distinguen sistemas acuíferos. Dicha diferenciación se ha realizado a partir del análisis conjunto de la estructura geológica, de las cotas de surgencia de los manantiales y las cotas piezométricas de sondeos existentes, así como de las direcciones preferenciales de flujo subterráneo (Fig. 4.19). Además se han tenido en cuenta las características químicas, térmicas e isotópicas de las aguas subterráneas. A continuación se resumen las principales características hidrogeológicas de las zonas diferenciadas, de acuerdo con el análisis preliminar expuesto en este capítulo. En capítulos posteriores de esta Memoria se realiza un análisis más detallado de cada una de ellas.

4.10.1 La zona meridional

Esta zona engloba los **acuíferos** constituidos por las **sierras de Hidalgo y Blanquilla**, que se localizan en la parte más meridional del área de estudio (mapa hidrogeológico adjunto y Fig. 4.19). Al S de estos relieves se encuentra el **sistema hidrológico de la Fuensanta**, en el área del arroyo homónimo que, dada su situación geográfica (Fig. 4.19) y geológica, se ha incluido en la denominada zona meridional.

El **acuífero** formado por la **Sierra Hidalgo** comprende parte de la charnela y el flanco meridional del pliegue anticlinal del Valle de Lifa (véase mapa hidrogeológico adjunto). El drenaje de la parte centro-oriental del acuífero se produce hacia su extremo NE, por el manantial de Buenavista (M-6, 725 m s.n.m.; Fig. 4.19). El registro de datos hidrogeológicos de la surgencia muestra grandes fluctuaciones de caudal y el drenaje de aguas frías y muy poco mineralizadas, que sugieren la existencia de flujos rápidos a través del acuífero y, por tanto, un elevado desarrollo de la karstificación en este sector. Otros manantiales, Abusín (M-1, 785 m s.n.m.) y Camarero (M-2, 765 m s.n.m.), drenan, hacia el Río Grande, una reducida extensión del extremo occidental de la sierra (Fig. 4.19), como se deduce de sus bajos caudales medios. Las escasas variaciones de la mineralización de las aguas del manantial de Abusín son el reflejo de la elevada capacidad de homogeneización del agua de lluvia que tiene este sector, cuyo funcionamiento hidrogeológico parece más bien de tipo difuso.

El **acuífero de Sierra Blanquilla** (Fig. 4.19) está constituido por el macizo homónimo y por su continuación hacia el E (Cerro de Juan Pérez). Se trata de una estructura anticlinal, con dirección NE-SO y ligera inmersión hacia el NE, limitada por una falla inversa al N y por un contacto estratigráfico al S, que ponen en contacto las calizas y dolomías jurásicas con los materiales cretácicos. En el sector SO, los materiales triásicos arcilloso-evaporíticos, que afloran en el Valle de Lifa (véase mapa hidrogeológico adjunto y Fig. 4.19), impiden la conexión hidrogeológica entre las sierras Blanquilla e Hidalga. Las respuestas naturales de los manantiales de El Burgo (M-15, 600 m s.n.m.), Hierbabuena (M-14, 645 m s.n.m.), Tp1-Hierbabuena (M-11, 655 m s.n.m.) y Tp2-Hierbabuena (M-9, 670 m s.n.m.), que representan la descarga más importante de Sierra Blanquilla hacia el Valle del Río Turón (Fig. 4.19), muestran variaciones rápidas y de gran magnitud (varios miles de l/s de caudal, decenas de $\mu\text{S}/\text{cm}$ de conductividad eléctrica y varios grados centígrados de temperatura) frente a las precipitaciones. Esto ocurre tanto en situaciones de crecida como de agotamiento, lo que sugiere un elevado desarrollo de la karstificación en el borde S del acuífero. El drenaje subterráneo del extremo occidental de Sierra Blanquilla se produce de forma visible por el manantial de Hidalga (M-3, 855 m s.n.m.; Fig. 4.19), con caudales muy bajos y aguas más mineralizadas, y, de forma oculta, hacia la Depresión de Ronda. Sin embargo, en el sector oriental (Cerro de Juan Pérez), parte de la descarga se lleva a cabo mediante las surgencias de Rabadán (M-19, 710 m s.n.m.) y del Chaparrillal (M-20, 775 m s.n.m.).

El **sistema hidrológico de la Fuensanta** se localiza en el área del arroyo homónimo (Fig. 4.19), en cuya cuenca vertiente afloran, entre otros materiales, calizas margosas y margocalizas cretácicas (véase el mapa hidrogeológico adjunto). Estas últimas constituyen el núcleo de una estructura sinclinal limitada, mediante contactos de naturaleza tectónica, por las calizas y dolomías jurásicas de Sierra Blanquilla (al NO) y por litologías de otros dominios geológicos de la Zona Interna de la Cordillera Bética (al SE). La particularidad de este sistema reside en la existencia de numerosas surgencias, generalmente de poco caudal, que drenan las calizas margosas y margocalizas cretácicas. El principal punto de descarga y más caudaloso con diferencia, el manantial de la Fuensanta (M-12, 620 m s.n.m.; Fig. 4.19), muestra las respuestas naturales más rápidas y de mayor magnitud de todos los estudiados en esta Memoria.

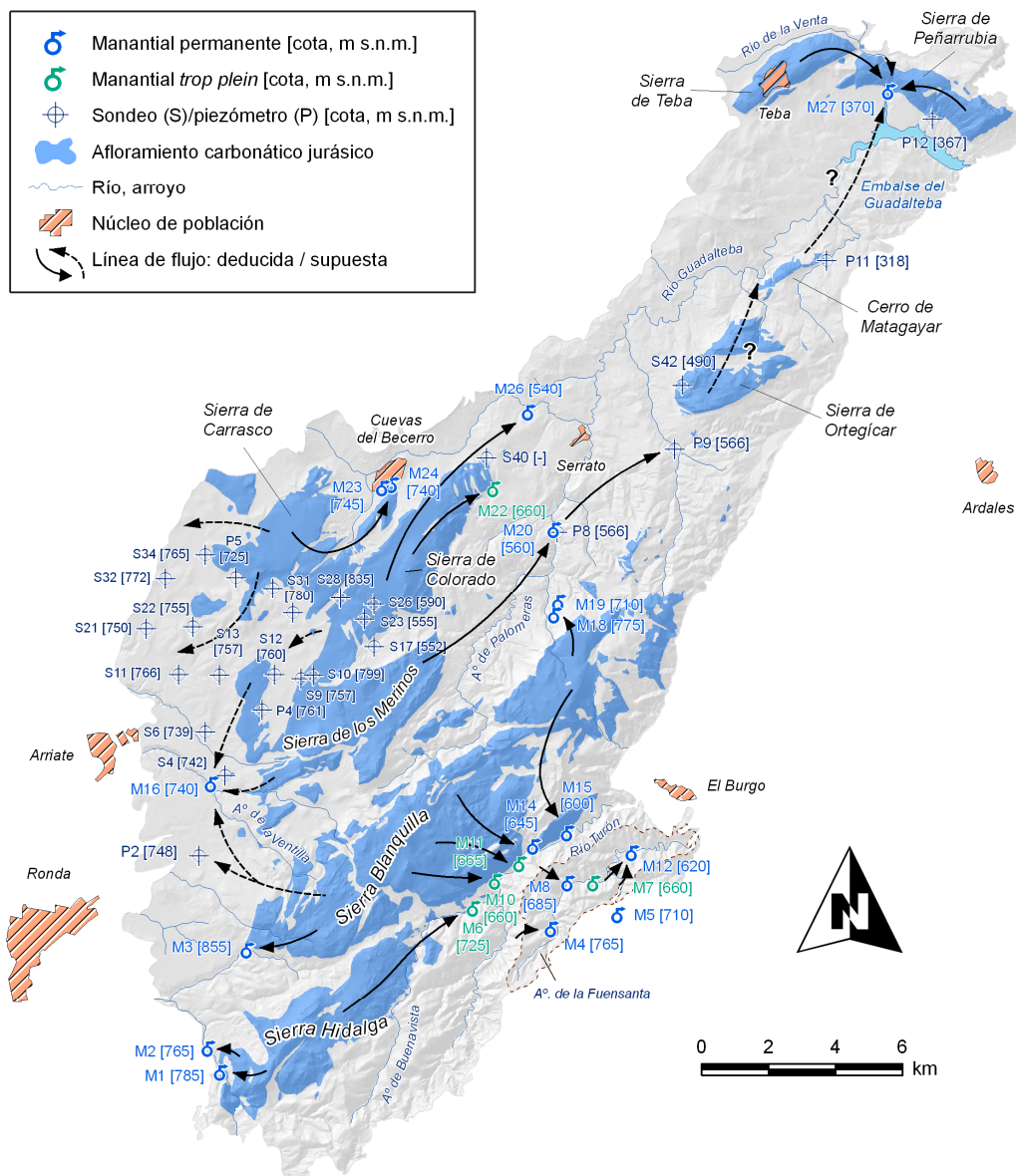


Figura 4.19. Esquema hidrogeológico de la Serranía oriental de Ronda en el que se muestran las principales zonas de descarga y las líneas de flujo subterráneo.

4.10.2. La zona noroccidental

Desde el punto de vista hidrogeológico, las **sierras de los Merinos, Colorado y de Carrasco** constituyen un **acuífero** (Fig. 4.19), cuya geometría queda definida por pliegues anticlinales “en cofre” separados por formas sinclinales (véase el mapa hidrogeológico adjunto). Todos ellos se orientan según la dirección NE-SO y, generalmente, muestran inmersión hacia el NE. Las estructuras anticlinales, cuyos núcleos están constituidos por calizas y dolomías jurásicas, presentan amplias charnelas y flancos muy verticalizados y

fallados. En los pliegues sinclinales afloran margas y margocalizas cretácicas y, sobre ellas, materiales del Flysch del Campo de Gibraltar. Hacia el O, las calcarenitas de la Depresión de Ronda se disponen discordantes sobre el acuífero jurásico, mientras que, al E, las calizas y dolomías jurásicas limitan, mediante contactos estratigráficos y tectónicos, con los materiales de baja permeabilidad cretácico-terciarios.

La descarga del acuífero se produce principalmente hacia su extremo NE (Fig. 4.19), por los manantiales de Cañamero (M-26, 540 m s.n.m.), Barranco de Palomeras (M-20, 560 m s.n.m.) y del Carrizal (M-24, 740 m s.n.m.). En el borde SO, existe descarga visible por el manantial de la Ventilla (M-16, 740 m s.n.m.) y, de forma subterránea, al acuífero detrítico de la Depresión de Ronda. El manantial más caudaloso es el de Cañamero, cuya descarga se complementa, en períodos de precipitaciones abundantes, con la surgencia *trop plein* de Prado Medina (M-22, 660 m s.n.m.). La variabilidad hidrodinámica e hidroquímica de estos dos manantiales frente a la recarga, contrasta con las respuestas más amortiguadas registradas en las surgencias del Barranco de Palomeras (M-20) y del Carrizal (M-24). En el manantial de la Ventilla (M-16), las fluctuaciones de caudal y de la composición química de las aguas son intermedias entre las previamente descritas. Todo lo anterior demuestra las diferencias en el funcionamiento hidrogeológico del acuífero: existe una mayor jerarquización interna del drenaje kárstico en el sector drenado por el manantial de Cañamero (M-26), mientras que el desarrollo de la karstificación es variable en el resto, y más bajo en el sector correspondiente al manantial del Carrizal.

4.10.3. La zona nororiental

La **Sierra de Ortegícar y el Cerro de Matagayar** constituyen uno de los dos acuíferos diferenciados de la zona NE del área de estudio (Fig. 4.19). Está formado por calizas y dolomías jurásicas que afloran a favor de un pliegue anticlinal cuyo flanco meridional está fallado o no aflora (véase el mapa hidrogeológico y cortes geológicos A-A' y B-B' adjuntos). Dichas estructuras limitan, al N y al S, con las margocalizas cretácicas y con los materiales terciarios del Flysch, mediante contactos estratigráficos y tectónicos.

El **acuífero** más septentrional de la zona investigada, el de las **sierras de Teba y Peñarrubia** (Fig. 4.19), presenta una geometría en pliegue anticlinal cuyo trazado cartográfico tiene forma de “rodilla”: la Sierra de Peñarrubia está rotada (70º en sentido horario) con respecto a la de Teba (véase el mapa hidrogeológico adjunto). Dicho conjunto queda limitado al N por las calcarenitas miocenas (discordantes), mientras que, al S, las margas y margocalizas cretácicas se disponen en serie estratigráfica sobre las calizas

jurásicas. En el borde S de la Sierra de Peñarrubia se encuentra el único punto de descarga del acuífero (Fig. 4.19), el manantial de Torrox (M-27). No obstante, existen bombeos en los sondeos situados en el extremo oriental de la misma sierra. Las variaciones de caudal del manantial, amortiguadas en el tiempo y de cierta magnitud, pueden ser debidas a un bajo grado de karstificación o a los bombeos que se producen en el sector oriental de la Sierra de Peñarrubia. No obstante, la alta mineralización de las aguas (con facies hidroquímica mixtas), los contenidos en NO_3^- y la temperatura relativamente elevada, parecen indicar la interacción de las aguas subterráneas con aguas superficiales procedentes del Río de la Venta y con flujos subterráneos procedentes de otros sistemas hidrogeológicos.

5. HIDROGEOLOGÍA DE LA ZONA MERIDIONAL

5.1. EL ACUÍFERO DE SIERRA HIDALGA

5.1.1 Límites y geometría

En la zona meridional del área de estudio se encuentra el acuífero formado por la Sierra Hidalga (Figs. 5.1 y 5.2), que ocupa una extensión aproximada de 12,8 km². Las calizas y dolomías jurásicas, que constituyen el acuífero, están limitadas al N por las arcillas con evaporitas triásicas mediante contactos de naturaleza tectónica (véase el mapa geológico adjunto a esta Memoria), mientras que al E, S y O, los materiales carbonáticos están en contacto con las margas y margocalizas cretácicas. Las calizas y dolomías jurásicas constituyen parte de la charnela (Figs. 5.2 y 5.3A), con afloramientos muy tectonizados y poco buzantes -inmediaciones del Pico Hidalga-, y el flanco S del pliegue anticlinal del Valle de Lifa (cortes geológicos F-F' y J-J' adjuntos). La dirección aproximada de la estructura es N45°E y la inmersión es hacia el NE. Las arcillas con evaporitas triásicas afloran al NO de Sierra Hidalga, en el núcleo anticlinal, aunque también se observan algunos afloramientos emplazados mediante fallas, generalmente inversas, entre las formaciones carbonáticas de la sierra.

5.1.2 Puntos de agua

El inventario de puntos de agua del acuífero consta de tres surgencias principales (Tab. 5.1 y Figs. 5.1 y 5.2), Abusín (M-1), Camarero (M-2) y Buenavista (M-6), de las cuales, esta última es la más caudalosa. Los dos primeros manantiales constituyen el drenaje de la parte O de Sierra Hidalga (Figs. 5.2 y 5.3), mientras que el tercero comprende la descarga de aguas subterráneas que se infiltran en el sector centro-oriental de la sierra. Los manantiales de Abusín (M-1, 785 m s.n.m.) y Camarero (M-2, 765 m s.n.m.) emergen a favor de contactos mecánicos (Figs. 5.1 y 5.3B y mapa geológico adjunto): el primero entre dolomías jurásicas y margocalizas cretácicas y el segundo entre arcillas triásicas y margocalizas cretácicas. Ambas surgencias contribuyen con su descarga al caudal del Río Grande, aunque en baja cuantía. Por otra parte, el manantial de Buenavista (M-6), descubierto e inventariado en el transcurso de la presente investigación (véase apartado 5.1.6), nace en un pequeño afloramiento calizo situado en el cauce del Arroyo de Buenavista (Figs. 5.1 y 5.2) a una cota de 725 m s.n.m., por lo que su caudal forma parte de las aportaciones del Río Turón.

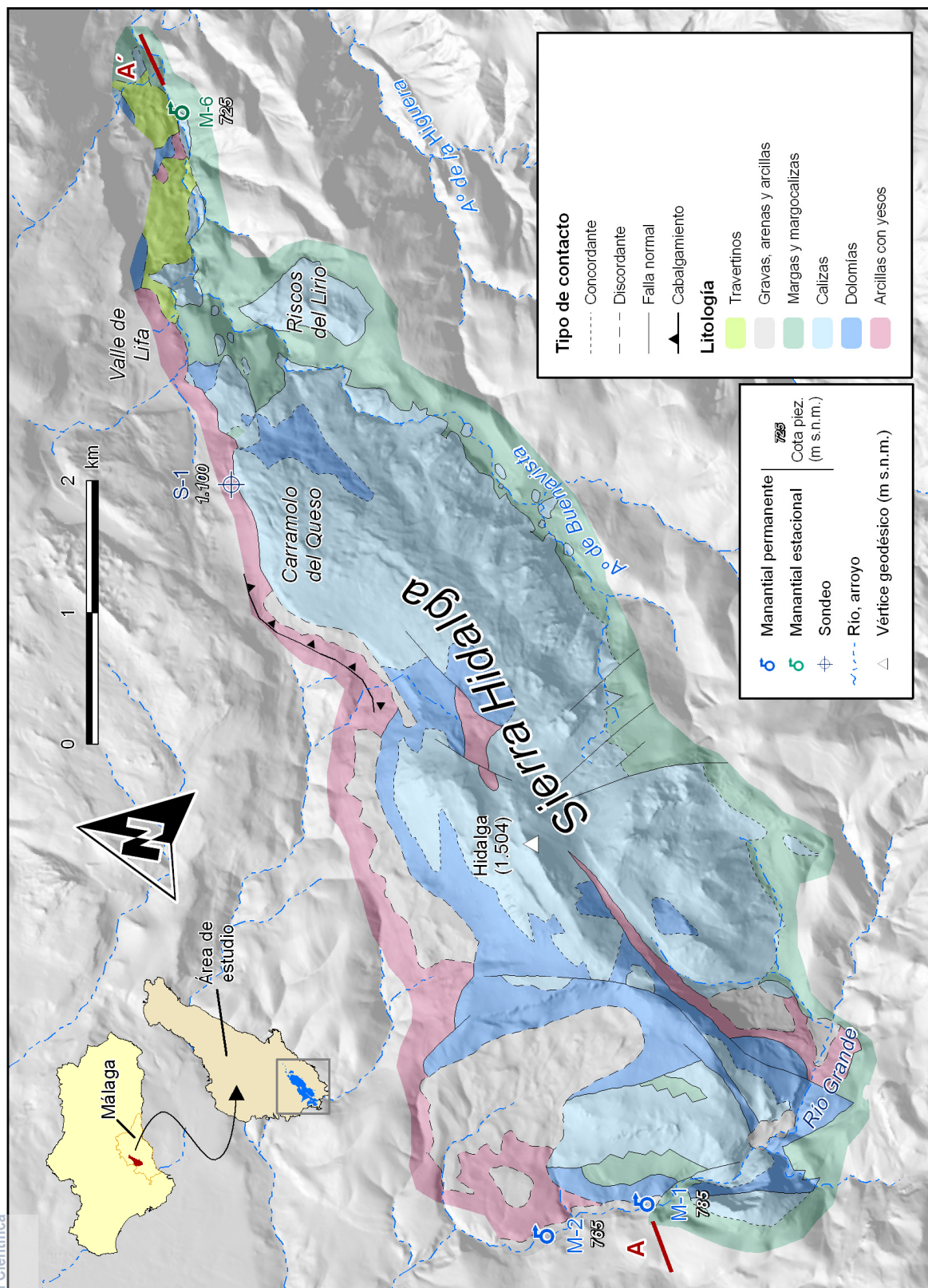


Figura 5.1. Esquema hidrogeológico del acuífero de Sierra Hidalga.

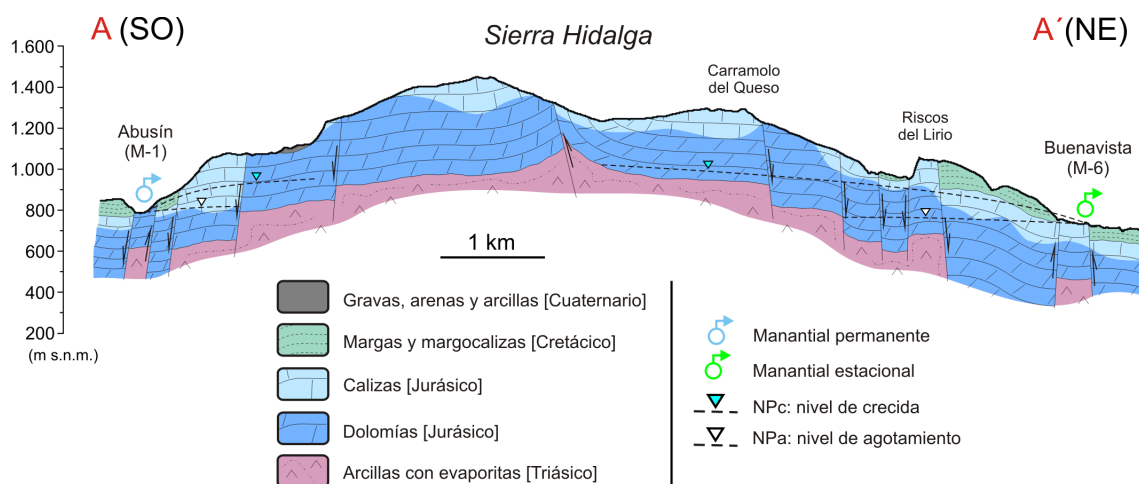


Figura 5.2. Corte hidrogeológico del acuífero de Sierra Hidalga según la dirección de drenaje preferencial NE-SO. Véase situación en la figura 5.1.

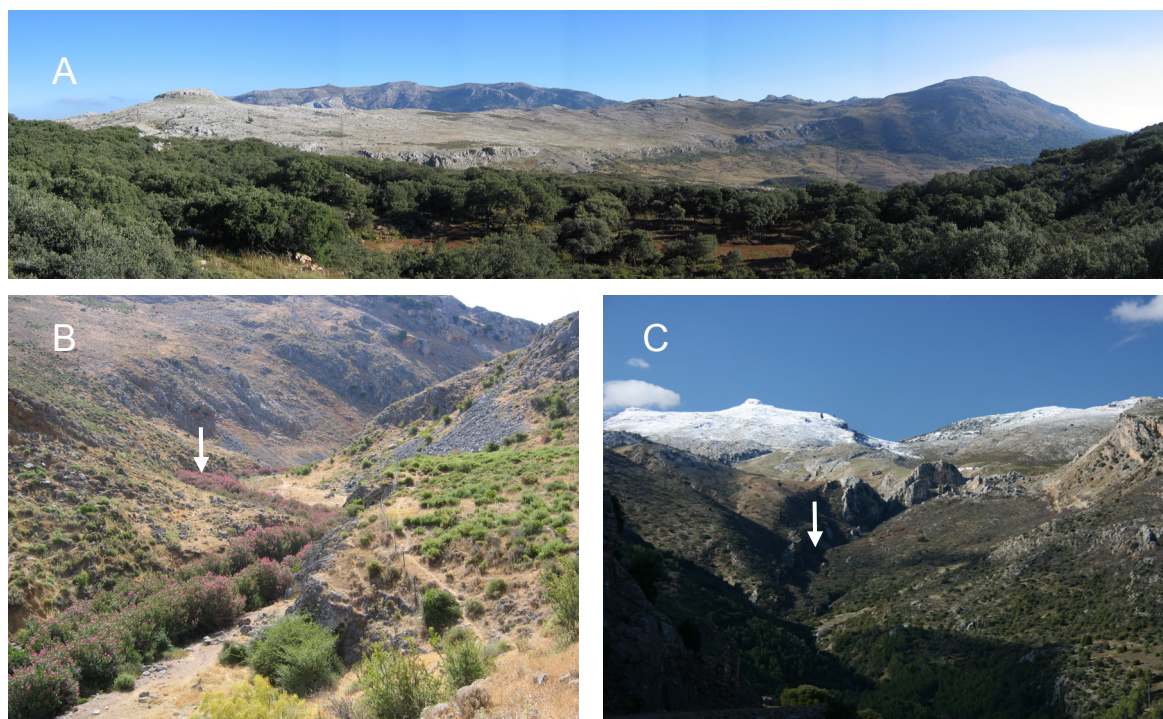


Figura 5.3. (A) Panorámica de la charnela del pliegue anticlinal del Valle de Lifa (Sierra Hidalga), visto desde el extremo occidental de Sierra Blanquilla. (B) Manantial de Abusín (M-1, flecha blanca): punto de descarga de Sierra Hidalga hacia el Río Grande. (C) Vista -desde el E- del Arroyo de Buenavista, entre las sierras Hidalga y Blanquilla, donde drena sus aguas el manantial homónimo (M-6, flecha blanca). Al fondo a la izquierda, cubierto de nieve, el Carramolo del Queso (Fig. 5.1).

El inventario de puntos de agua se completa con el sondeo de Lifa (S-1; Tab. 5.1) perforado en el borde más septentrional de Sierra Hidalga en materiales triásicos, que actualmente se encuentra en desuso. Se desconoce la información relativa a las características principales de la obra.

Tipo	Denominación	Referencia	x-UTM [m]	y-UTM [m]	Cota [m s.n.m.]	Término municipal	Uso
Manantial	Abusín	M-1	312.742	4.065.118	785	Ronda	Sin uso
	Camarero	M-2	312.371	4.065.826	765	Ronda	Sin uso
	Buenavista	M-6	320.296	4.070.036	725	Ronda	Sin uso
Sondeo	Lifa	S-1	317.567	4.069.151	1.100	Ronda	Abandonado

Tabla 5.1. Características principales de los puntos de agua inventariados en el acuífero de Sierra Hidalga.

5.1.3 Hidrodinámica

5.1.3.1 Datos de caudal

La información hidrodinámica de los manantiales que drenan la Sierra Hidalga es escasa, debido, en gran parte, a las limitaciones de acceso de los puntos de descarga, en especial de la surgencia de Buenavista (M-6; Figs. 5.1, 5.2 y 5.3C). Los datos de caudal de los que se dispone se han obtenido exclusivamente durante el período de investigación de esta Tesis Doctoral, puesto que no hay constancia de registro histórico alguno.

En el manantial de Abusín (M-1) se han realizado 38 aforos (Tab. 5.2), con valores de caudal comprendidos entre 5,5 (18/09/2007) y 16,7 l/s (10/12/2007), y un valor medio de 9,9 l/s, obtenido mediante la integral del hidrograma. El registro de caudal de la surgencia de Camarero (M-2) consta de 40 medidas (Tab. 5.2), con valores que varían entre 1 (12/11/2007) y 7,4 l/s (20/05/2008). El caudal medio calculado es de 2,5 l/s. Sin embargo, en el manantial de Buenavista (M-6) sólo se han efectuado dos aforos (Tab. 5.2): 0 l/s, el día 23/03/2009, y 1.879 l/s, el día 24/02/2010. Dicha surgencia es activa en aguas altas y pasa de caudales del orden de varios m³/s a estar prácticamente seca en cortos períodos de tiempo. En todos los casos se ha utilizado micromolinete, salvo en esta última medida, que se ha determinado mediante aforos diferenciales en el Arroyo de Buenavista, utilizando el método de dilución de sal (salinómetro).

Nombre (Referencia)	Cota [m s.n.m.]	Período de registro	Nº de medidas	Qmáx. [l/s]	Qmed.* [l/s]	Qmín. [l/s]	Qmáx./Qmín.	cv [%]	Fuente
Abusín (M-1)	785	ago-07 a oct-08	38	16,7	9,9	5,5	3	30	Tesis
Camarero (M-2)	765	sep-07 a oct-08	40	7,4	2,5	1	7	56	Tesis
Buenavista (M-6)	725	mar-09 a feb-2010	2	1.879	-	0	-	-	Tesis

Tabla 5.2. Parámetros estadísticos de los caudales drenados por las principales surgencias del acuífero de Sierra Hidalga. (*) Caudal medio calculado a partir de la integral del hidrograma.

5.1.3.2 Descripción de los hidrogramas de los manantiales de Abusín (M-1) y Camarero (M-2)

De estas surgencias sólo se dispone de datos de caudal durante el primer año hidrológico (2007/08). A partir de este año dejaron de controlarse dado su escaso caudal y las dificultades de acceso.

El hidrograma del manantial de Abusín (M-1) muestra aumentos de caudal relativamente rápidos y significativos en respuesta a la mayor parte de eventos de precipitación (Fig. 5.4). A pesar del registro limitado de caudal, se diferencian 3 crecidas hidrodinámicas, correspondientes a las lluvias de diciembre, enero y abril. Cada uno de estos episodios de precipitación (39, 120 y 152 mm, respectivamente) generaron puntas de caudal de similar magnitud, en torno a 16 l/s, y tiempos medios de respuesta de 1 semana. Los tiempos de crecida son variables, entre 20 y 30 días, y los tiempos de base superiores a 1 mes, teniendo en cuenta la periodicidad de las medidas, que fue aproximadamente semanal.

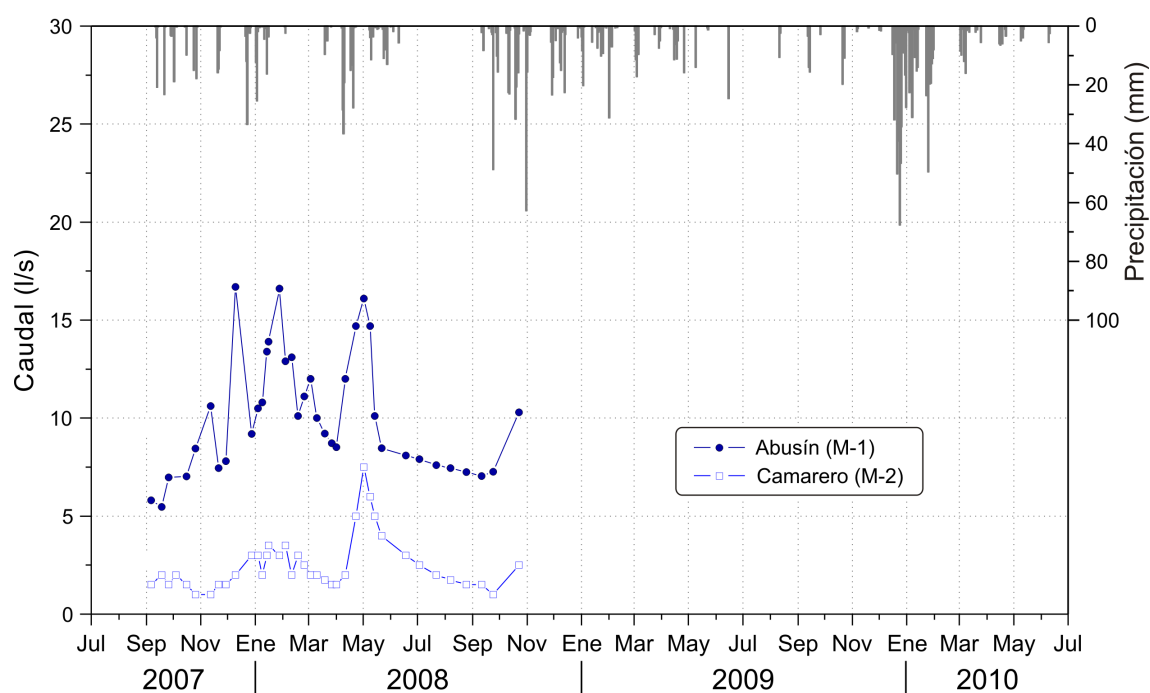


Figura 5.4. Hidrogramas de los manantiales de Abusín (M-1) y de Camarero (M-2). Los datos de precipitación corresponden al registro de la estación pluviométrica Ronda-CSE.

El manantial de Camarero (M-2) presenta un hidrograma con variaciones de caudal relativamente suaves y prolongadas en el tiempo como consecuencia de precipitaciones de diciembre-enero del año hidrológico 2007/08 poco cuantiosas y homogéneamente distribuidas en el tiempo (Fig. 5.4). Sin embargo, la respuesta hidrodinámica es brusca y de mayor magnitud frente a las lluvias más abundantes e intensas de mayo de 2008. Las

variaciones de caudal se producen, como mínimo, 1 semana después de los principales eventos de precipitación y su magnitud depende directamente de la cantidad e intensidad de las lluvias. Los tiempos mínimos de crecida son de aproximadamente 1 mes, mientras que los tiempos de base están comprendidos entre 1 y 2 meses.

La descripción cualitativa del registro de caudales permite una primera aproximación del funcionamiento hidrodinámico del sector acuífero drenado por las surgencias de Abusín (M-1) y Camarero (M-2), que se caracteriza por un cierto poder regulador, propio de sistemas poco karstificados. No obstante, parece que la karstificación podría estar algo más desarrollada en el área drenada por el manantial de Abusín (M-1), habida cuenta de la morfología del hidrograma (Fig. 5.4). En cualquier caso, este hecho y la pequeña magnitud de los caudales drenados, deben estar condicionados por las reducidas dimensiones de sus áreas de recarga.

5.1.3.3 Análisis de las curvas de recesión de los manantiales de Abusín (M-1) y de Camarero (M-2)

Se ha realizado el estudio de la curva de recesión de las surgencias que drenan el sector occidental del acuífero de Sierra Hidalga, correspondiente a la primavera del año hidrológico 2007/08, a partir de la metodología propuesta por Mangin (1970, 1975). Los resultados obtenidos se recogen en la tabla 5.3 y se representan en la figura 5.5.

Manantial	Año hidrológico	D_d [días]	η [días ⁻¹]	ϵ [días ⁻¹]	i	D_a [días]	α [días ⁻¹]	Vd [hm ³]	Vt [hm ³]	k
Abusín (M-1)	2007/08	20	0,0500	0,0176	0,87	113	1,71E-03	0,45	0,25	1,82
Camarero (M-2)	2007/08	22	0,0465	0,0608	0,81	124	1,08E-02	0,04	0,08	0,51

Tabla 5.3. Resultados obtenidos a partir del análisis de la curva de recesión de los manantiales de Abusín (M-1) y de Camarero (M-2), durante el año hidrológico 2007/08. Parámetros deducidos: duración de la decrecida, D_d ; coeficiente de velocidad de infiltración, η ; coeficiente de heterogeneidad, ϵ ; parámetros de Mangin (1970, 1975), i y k ; duración del agotamiento, D_a ; coeficiente de agotamiento, α ; volumen dinámico, Vd ; y volumen de tránsito, Vt .

La duración de la decrecida y el coeficiente de velocidad de infiltración (η) son relativamente similares en los manantiales de Abusín (M-1) y de Camarero (M-2), con valores comprendidos entre 20 y 22 días y 0,0500 y 0,0465 días⁻¹, respectivamente (Tab. 5.3). Este último parámetro (η) indica que la transferencia de la infiltración hasta las surgencias se produce de forma relativamente lenta, probablemente debido a un bajo desarrollo de la karstificación en la zona no saturada de acuífero drenado por ambos manantiales. El coeficiente de heterogeneidad (ϵ), mayor en el manantial de Camarero

($0,0608 \text{ días}^{-1}$) que en el de Abusín ($0,0176 \text{ días}^{-1}$), es coherente con una concavidad de la función y poco marcada en ambos casos, lo que pone de manifiesto una baja capacidad de transferir la infiltración de las aguas de recarga. Los valores del parámetro i también son muy parecidos entre los dos manantiales (Tab. 5.3), 0,87 en Abusín y 0,81 en Camarero. Por ello, según Mangin (1970, 1975), el acuífero drenado por ambas surgencias se clasificaría como poco karstificado.

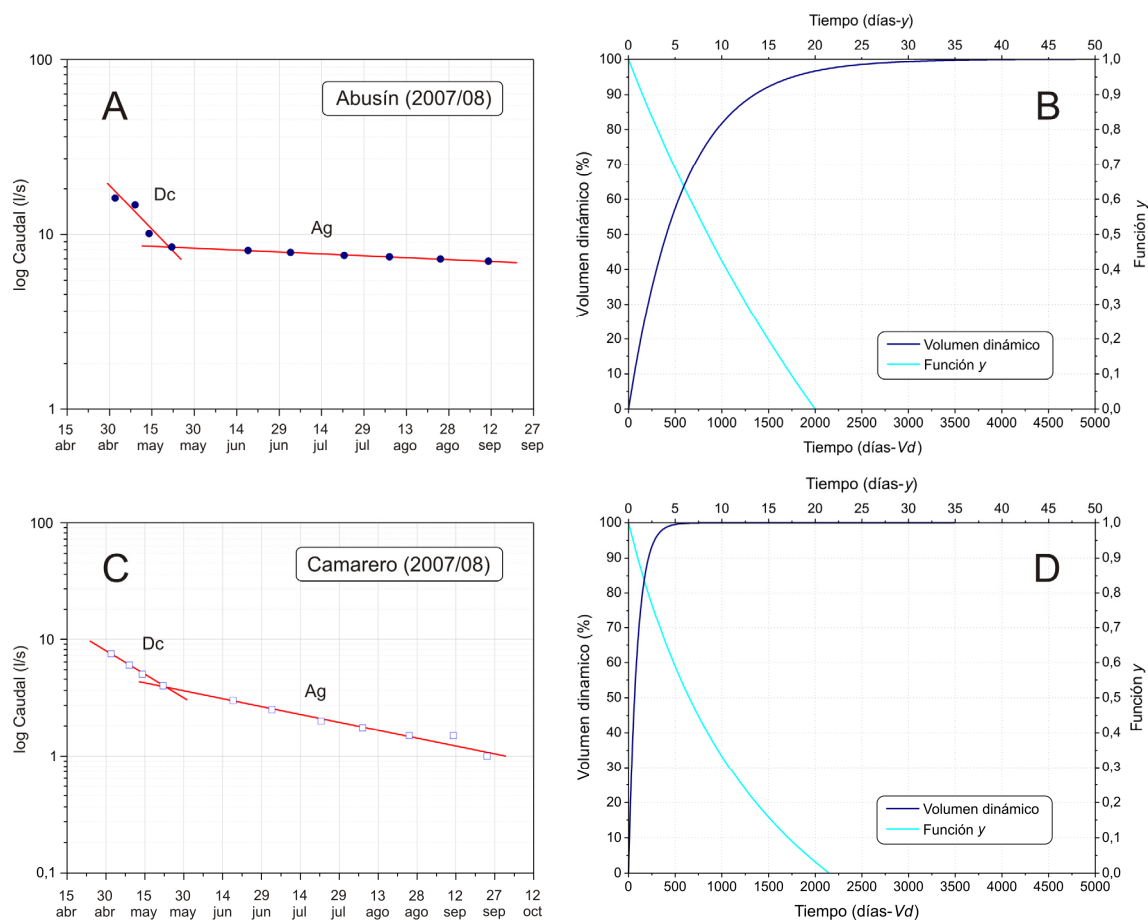


Figura 5.5. Curvas de decrecida (Dc) y agotamiento (Ag) de los manantiales de Abusín -M-1- (A) y de Camarero -M-2- (C), y gráficos de la función y y porcentaje de volumen dinámico (Vd) drenado por ambas surgencias (B y D, respectivamente), en el caso supuesto de mantenerse las condiciones de agotamiento.

Los coeficientes de agotamiento (α) obtenidos (Tab. 5.3), cuyos valores son de $1,71 \cdot 10^{-3} \text{ días}^{-1}$ en el manantial de Abusín (M-1) y de $1,08 \cdot 10^{-2} \text{ días}^{-1}$ en el de Camarero (M-2), denotan un vaciado de la zona saturada más lento en el área drenada por la primera surgencia. Los volúmenes dinámicos y los volúmenes medios de tránsito anuales, calculados a partir de las curvas de agotamiento, son $0,45 \text{ hm}^3$ y $0,25 \text{ hm}^3$ en la surgencia de Abusín y $0,04 \text{ hm}^3$ y $0,08 \text{ hm}^3$ en la de Camarero. Esta última surgencia, tras 65 días sin alimentación, drenaría el 50 % del volumen dinámico mientras que, en estas mismas condiciones, el manantial de Abusín tardaría más de un año (410 días) en evacuar el mismo porcentaje de

volumen dinámico (Figs. 5.5B y D). El análisis comparativo de los porcentajes del volumen dinámico en función del tiempo evidencia una mayor velocidad de transferencia en la surgencia de Camarero. Los valores del parámetro k están comprendidos entre 0,51 (Camarero) y 1,82 (Abusín) Según la clasificación de Mangin (1970, 1975), drenarían sistemas poco o nada karstificados.

Los valores obtenidos de los parámetros i - k de Mangin, representados en la figura 5.6, permiten ubicar a los manantiales de Abusín (M-1) y de Camarero (M-2) en el campo V o dominio de sistemas poco karstificados y con un funcionamiento complejo.

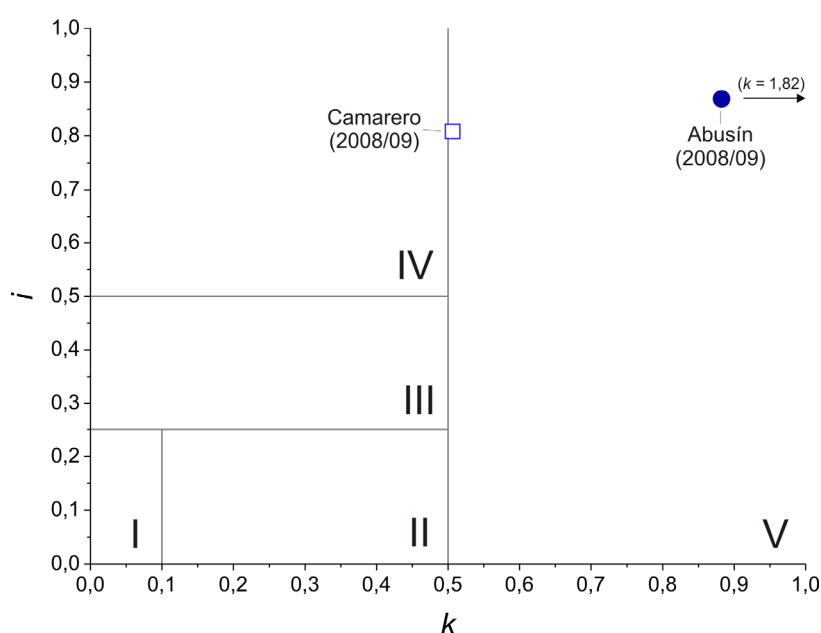


Figura 5.6. Gráfico i - k propuesto por Mangin (1970, 1975) para el estudio de acuíferos kársticos, en el que se representan los valores obtenidos de dichos parámetros a partir del análisis de la curva de recesión de los manantiales de Abusín (M-1) y de Camarero (M-2) en el año hidrológico 2007/08.

5.1.4 Hidrotermia

La temperatura media de las aguas subterráneas del acuífero de Sierra Hidalga está comprendida entre 13,3 °C (Buenavista, M-6) y 14,5 °C (Abusín, M-1, y Camarero, M-2) durante el período de investigación (Tab. 5.4). El manantial de Buenavista drena, generalmente, aguas más frías que el resto de las surgencias, a pesar de estar situado a menor cota. Este hecho podría deberse, entre otros factores, a la mayor altitud de recarga del manantial (parte centro-oriental de Sierra Hidalga) y al flujo rápido de las aguas que se infiltran en el acuífero, con tiempos de tránsito cortos. No obstante, conviene precisar que los valores de temperatura del agua medidos en el manantial de Buenavista (Tab. 5.4)

corresponden a condiciones hidrodinámicas de aguas altas, ya que la surgencia se deseca por completo en estiaje.

Denomin. [Referencia]	Altitud [m s.n.m.]	Período de registro	Tipo de registro	Nº de medidas	Tmáx. [°C]	Tmed. [°C]	Tmín. [°C]	Amplitud [°C]	cv [%]
Abusín (M-1)	785	ago-07 a oct-08	P	41	14,6	14,5	14,2	0,4	0,6
		oct-07 a mar-08	C	2.930	14,4	14,4	14,3	0,1	0,4
Camarero (M-2)	765	ago-07 a oct-08	P	40	14,8	14,5	14	0,8	0,7
Buenavista (M-6)	725	ene-09 a mar-09	P	15	13,4	13,3 *	13,1	0,3	0,9

Tabla 5.4. Valores de temperatura de las aguas subterráneas del acuífero de Sierra Hidalga durante el período de investigación. El registro puede ser puntual (P) o continuo (C), mediante el uso de dataloggers. (*) Las medidas de temperatura del agua del manantial de Buenavista (M-6) corresponden a condiciones hidrodinámicas de aguas altas.

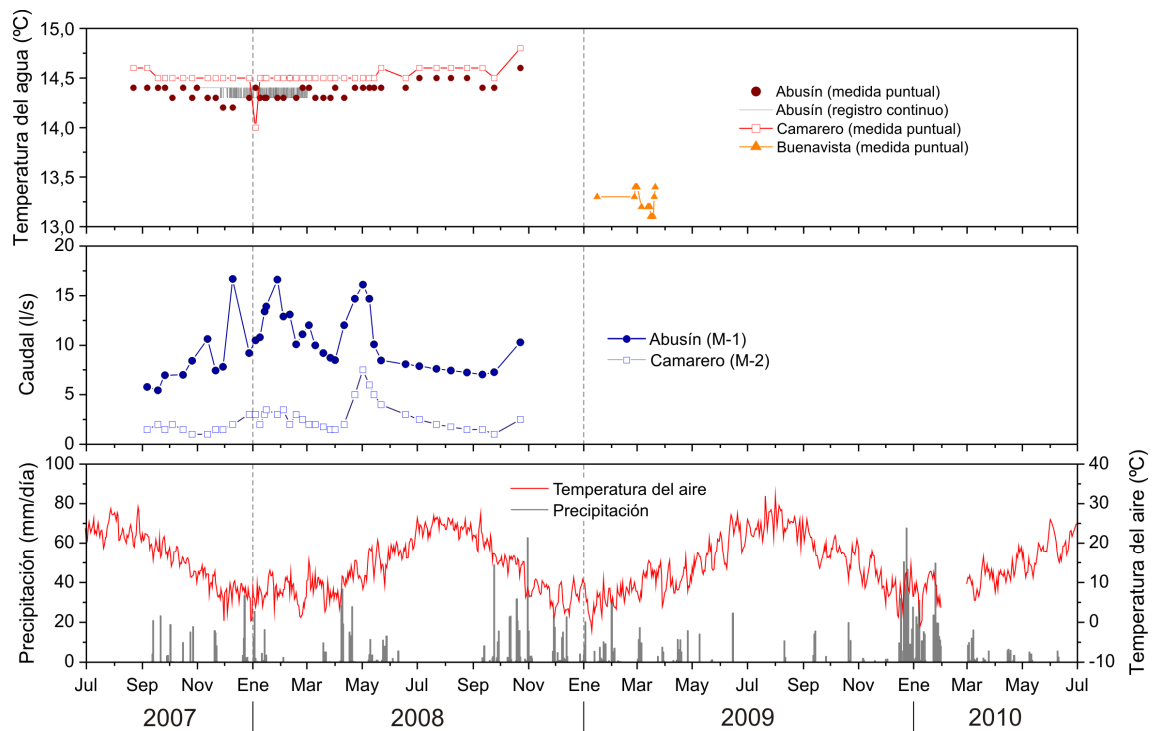


Figura 5.7. Evolución de la temperatura del agua drenada por los principales manantiales del acuífero de Sierra Hidalga durante el período de estudio. Temperatura del aire y precipitaciones registradas en la estación termopluviométrica Ronda-CSE.

Por su parte, las aguas drenadas por los manantiales de Abusín y de Camarero muestran baja variabilidad térmica (Tab. 5.4), con coeficientes de variación iguales o inferiores a 0,7 % y valores de amplitud térmica -diferencia entre los valores máximo y mínimo- comprendidos entre 0,4 y 0,8 °C.

Las evoluciones de la temperatura de las aguas drenadas por las surgencias de Abusín (M-1) y de Camarero (M-2) son prácticamente idénticas, sin apenas variaciones (Fig. 5.7). Ello pone de manifiesto la elevada capacidad que tiene el acuífero para atenuar las variaciones estacionales de la temperatura ambiental en esta zona y las inducidas por los procesos de recarga. Las fluctuaciones de este parámetro en las aguas del manantial de Buenavista (M-6) tampoco parecen ser significativas, aunque el corto período de registro es muy corto como para extraer conclusiones.

La escasa variabilidad hidrotérmica del acuífero está en consonancia con el funcionamiento hidrodinámico deducido para el sector occidental de Sierra Hidalga, característico de un bajo desarrollo de la karstificación. Así, el agua circula de forma relativamente lenta, lo que permite el equilibrio térmico entre el agua de reciente infiltración y la roca.

5.1.5 Hidroquímica

5.1.5.1 *Análisis espacial de la composición química de las aguas*

Las aguas muestreadas en los principales manantiales del acuífero de Sierra Hidalga muestran una cierta diversidad hidroquímica (Fig. 5.8), con facies de tipo bicarbonatada-cálcica en las surgencias de Abusín (M-1) y de Buenavista (M-6) y en algunas muestras de la de Camarero (M-2). El resto de muestras de este último manantial son de facies sulfatada-cálcica.

Los valores medios de conductividad eléctrica (CE) de las aguas varían entre 268 $\mu\text{S}/\text{cm}$, en el manantial de Abusín, y 693 $\mu\text{S}/\text{cm}$, en el de Camarero (Tab. 5.5). La mineralización del agua de la surgencia de Abusín es la más baja del área de estudio. Los coeficientes de variación de la CE están comprendidos entre 3 %, en el manantial de Abusín (M-1), y 9 %, en el de Camarero (M-2).

Las aguas del manantial de Camarero (M-2) muestran los mayores valores medios de TAC y los contenidos medios más elevados de la mayoría de componentes químicos analizados (Cl^- , SO_4^{2-} , Na^+ , K^+ , Ca^{+2} y Mg^{+2}), lo que es coherente con su elevada mineralización. El enriquecimiento de TAC, Ca^{+2} y Mg^{+2} de las aguas se debe fundamentalmente a la disolución de minerales solubles de origen carbonático -calcita y dolomita-, que constituyen las formaciones acuíferas jurásicas. Por su parte, las altas concentraciones de SO_4^{2-} (y también, en parte, de Ca^{+2}) son consecuencia de la disolución de minerales evaporíticos, principalmente de anhidrita y yeso, que se encuentran diseminados en las arcillas triásicas de la base del acuífero.

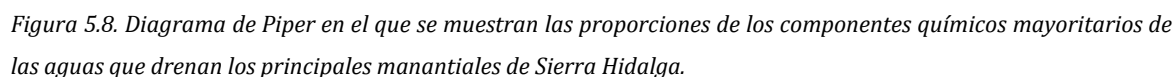


Tabla 5.5. Valores estadísticos (número de medidas/muestras, **n**; mínimo, **mín**; máximo, **máx**; medio, **med**; y coeficiente de variación -expresado en %, **cv**) de los parámetros físico-químicos, de las concentraciones de los componentes químicos mayoritarios, de los índices de saturación de calcita y dolomita y de la presión parcial de CO₂ registrados en las aguas drenadas por los principales manantiales de Sierra Hidalga.

El origen de los iones Cl^- , Na^+ y K^+ disueltos en las aguas subterráneas es meteórico, por concentración de las aguas de lluvia recogidas en la parte alta de Sierra Hidalga (Tabs. 3.7 y 5.5), aunque las rocas evaporíticas triásicas podrían aportar algo de Cl^- y Na^+ .

Las concentraciones medias de NO_3^- en las aguas subterráneas son relativamente bajas (Tab. 5.5) y están comprendidas entre 5 mg/l, en el manantial de Abusín (M-1), y 6 mg/l, en el de Camarero (M-2). No obstante, los contenidos de este parámetro se encuentran ligeramente enriquecidos con respecto a los que cabría esperar por concentración mediante evaporación de las aguas meteóricas en el suelo.

Los contenidos medios de carbono orgánico total (COT) varían entre 0,17 (Abusín) y 0,31 mg/l (Buenavista) (Tab. 5.5). Estos valores relativamente bajos de COT, están condicionados por el pobre desarrollo de los suelos que recubren las áreas de recarga y, probablemente, por la baja producción de materia orgánica en éstos. Además, la baja concentración de este componente hidroquímico en las aguas de los manantiales de Abusín y de Camarero es coherente con la existencia de flujos relativamente lentos en la parte occidental del acuífero de Sierra Hidalga. En cambio, los valores de COT registrados en las aguas del manantial de Buenavista, ligeramente más elevados, podrían deberse a la existencia de infiltración rápida en la parte centro-oriental de la sierra.

Las aguas drenadas por los manantiales de Abusín (M-1) y de Camarero (M-2) se encuentran en equilibrio con la calcita, mientras que las de la surgencia de Buenavista están ligeramente saturadas en este mineral (Tab. 5.5). Todas las muestras presentan un estado generalizado de subsaturación con respecto a la dolomita. Los valores de $\log\text{PCO}_2$ en las aguas varían entre -2,7 (Buenavista; M-6) y -2,08 (Camarero), superiores al de la presión parcial de este gas en la atmósfera (-3,5). Por lo tanto, se observa un aumento generalizado de la presión parcial de CO_2 , como consecuencia de la infiltración de las aguas de recarga a través del suelo.

Se ha realizado un análisis estadístico multivariante de componentes principales (ACP), con objeto de evaluar los procesos hidrogeológicos que intervienen en la composición química de las aguas subterráneas de Sierra Hidalga (Fig. 5.9). Para ello se han considerado 83 muestras y 15 variables físico-químicas (conductividad eléctrica -CE-, temperatura, TAC, COT, F^- , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , Na^+ , K^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} , $\log\text{PCO}_2$, IS_{CAL} e IS_{DOL}).

La matriz de correlación obtenida (Tab. 5.6) pone de manifiesto que la mineralización de las aguas está correlacionada estadísticamente con las variables SO_4^{2-} , Mg^{+2} , Ca^{+2} , TAC, Cl^- , F^- , Na^+ , $\log\text{PCO}_2$ y en menor medida con K^+ , en este orden de importancia. El resto de variables presentan una correlación positiva (excepto COT), pero baja, con la conductividad eléctrica.

Los dos factores principales explican el 76,6 % de la varianza total (Fig. 5.9). El factor 1 (63,9 %) agrupa en su parte positiva las variables CE, SO_4^{2-} , Mg^{+2} , Ca^{+2} , TAC, Cl^- , F^- , Na^+ , K^+ y $\log\text{PCO}_2$ (Fig. 5.9A). Explica la mineralización de las aguas y el tiempo de permanencia de éstas en el acuífero. Por su parte, el factor 2 (12,7 %) está representado principalmente por

IS_{CAL} e IS_{DOL} -en la parte positiva- y caracteriza el grado de saturación de las aguas en minerales carbonáticos. La variable COT está relacionada con el factor 3, no incluido en la figura 5.9A.

	CE	Temp	COT	TAC	F ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻²	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	logPCO ₂	IS _{CAL}	IS _{DOL}
CE	1														
Temp	0,424	1													
COT	-0,001	-0,324	1												
TAC	0,991	0,408	0,005	1											
F ⁻	0,979	0,477	-0,027	0,972	1										
Cl ⁻	0,985	0,448	-0,017	0,983	0,979	1									
NO ₃ ⁻	0,373	0,153	0,010	0,403	0,449	0,415	1								
SO ₄ ⁻²	0,999	0,436	-0,015	0,989	0,984	0,987	0,377	1							
Na ⁺	0,973	0,413	0,004	0,961	0,952	0,960	0,367	0,974	1						
K ⁺	0,612	0,243	0,011	0,598	0,613	0,617	0,379	0,614	0,582	1					
Ca ⁺²	0,992	0,405	0,010	0,979	0,969	0,977	0,350	0,992	0,980	0,588	1				
Mg ⁺²	0,993	0,482	-0,026	0,983	0,975	0,983	0,377	0,993	0,978	0,596	0,992	1			
logPCO ₂	0,905	0,449	0,019	0,901	0,880	0,893	0,260	0,902	0,874	0,580	0,887	0,898	1		
IS _{CAL}	0,069	-0,145	-0,026	0,086	0,082	0,075	0,262	0,073	0,089	-0,038	0,102	0,078	-0,349	1	
IS _{DOL}	0,312	0,182	-0,135	0,312	0,340	0,320	0,345	0,320	0,318	0,178	0,326	0,334	-0,003	0,688	1

Tabla 5.6. Matriz de correlación del ACP efectuado con la información hidroquímica de las aguas subterráneas de Sierra Hidalga.

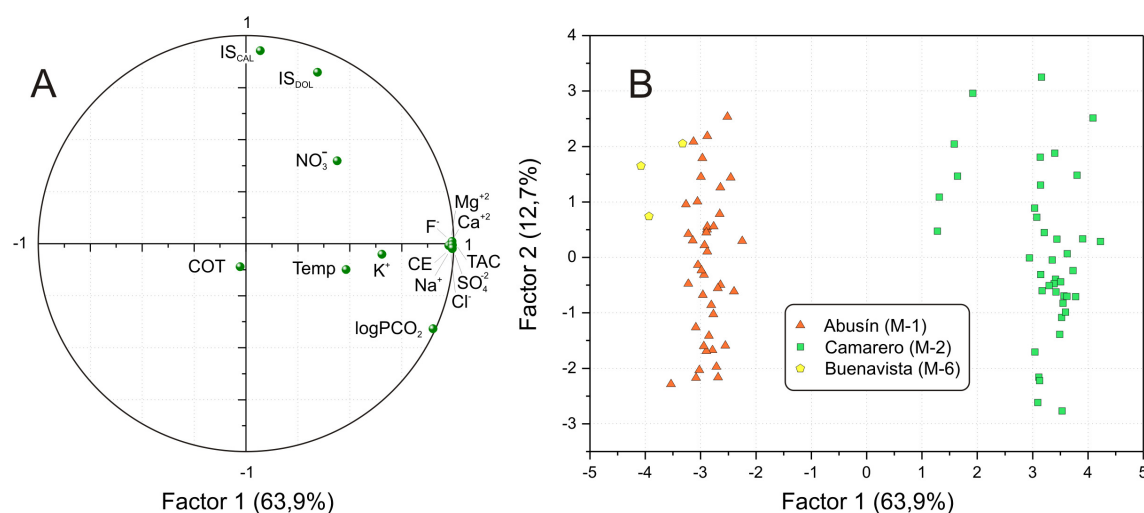


Figura 5.9. Representación de los planos factoriales del análisis de componentes principales realizado con la información hidroquímica de los principales manantiales de Sierra Hidalga. (A) Espacio de las variables y (B) de las unidades estadísticas.

El análisis de la unidades estadísticas permite distinguir claramente dos grupos de muestras que presentan una dispersión a lo largo del factor 2, según el grado de saturación en calcita y dolomita (Fig. 5.9B). Por un lado, en la parte negativa del factor 1, las muestras de los manantiales de Abusín (M-1) y de Buenavista (M-6), menos mineralizadas y con mayores concentraciones de COT. Por otro lado, en la parte positiva del factor 1, se localizan las aguas del manantial de Camarero (M-2), que se diferencian del resto por mostrar los

valores y contenidos más elevados de la mayoría de componentes hidroquímicos, especialmente de SO_4^{2-} , TAC, Ca^{+2} y Mg^{+2} , que le aportan mineralización.

5.1.5.2 Evolución temporal de la composición química

5.1.5.2.1 Manantial de Abusín (M-1)

En la figura 5.10 se representan las variaciones de caudal, de los principales parámetros físico-químicos y de los componentes químicos disueltos en las aguas del manantial de Abusín (M-1) durante el período de investigación.

A pesar de la corta duración del período de registro (año hidrológico 2007/08), se observa que las crecidas hidrodinámicas más importantes provocan diluciones graduales (Fig. 5.10), aunque de escasa cuantía ($\sim 20 \mu\text{S/cm}$), como consecuencia de la mezcla y homogeneización progresiva de las aguas de reciente infiltración con las almacenadas en el acuífero. Otras crecidas de menor magnitud (septiembre a diciembre) pueden llevar asociadas aumentos continuados de mineralización de las aguas, aunque de escasa magnitud (apenas $10 \mu\text{S/cm}$). En cualquier caso, la baja variabilidad hidroquímica que se deduce de las evoluciones temporales de la figura 5.10 demuestra la gran capacidad de atenuación de la señal de entrada del acuífero drenado por el manantial de Abusín, lo que está en consonancia con las interpretaciones hidrodinámicas e hidroquímicas realizadas en apartados anteriores.

Las variaciones de la mineralización de las aguas están condicionadas principalmente por los valores de TAC y los contenidos de Ca^{+2} , Mg^{+2} , SO_4^{2-} y Cl^- , que evolucionan de forma similar a la CE de las aguas (Fig. 5.10). Las concentraciones de Na^+ , NO_3^- y COT, generalmente bajas, parecen no tener un patrón de evolución definido y muestran variaciones poco significativas, que en el caso del último componente hidroquímico ($0\text{-}0,2 \text{ mg/l}$) podrían atribuirse a la precisión del equipo de medida. No obstante, se detectan aumentos puntuales de NO_3^- y COT durante los episodios más intensos de precipitación, a comienzos de año hidrológico.

En cuanto a los parámetros del sistema calcocarbónico, las aguas se encuentran en equilibrio o ligeramente saturadas en calcita durante la mayor parte del período de estudio (Fig. 5.10). En los períodos lluviosos más relevantes (primavera de 2007/08), las aguas se saturan con respecto a la calcita al mismo tiempo que disminuye la concentración de CO_2 (desgasificación).

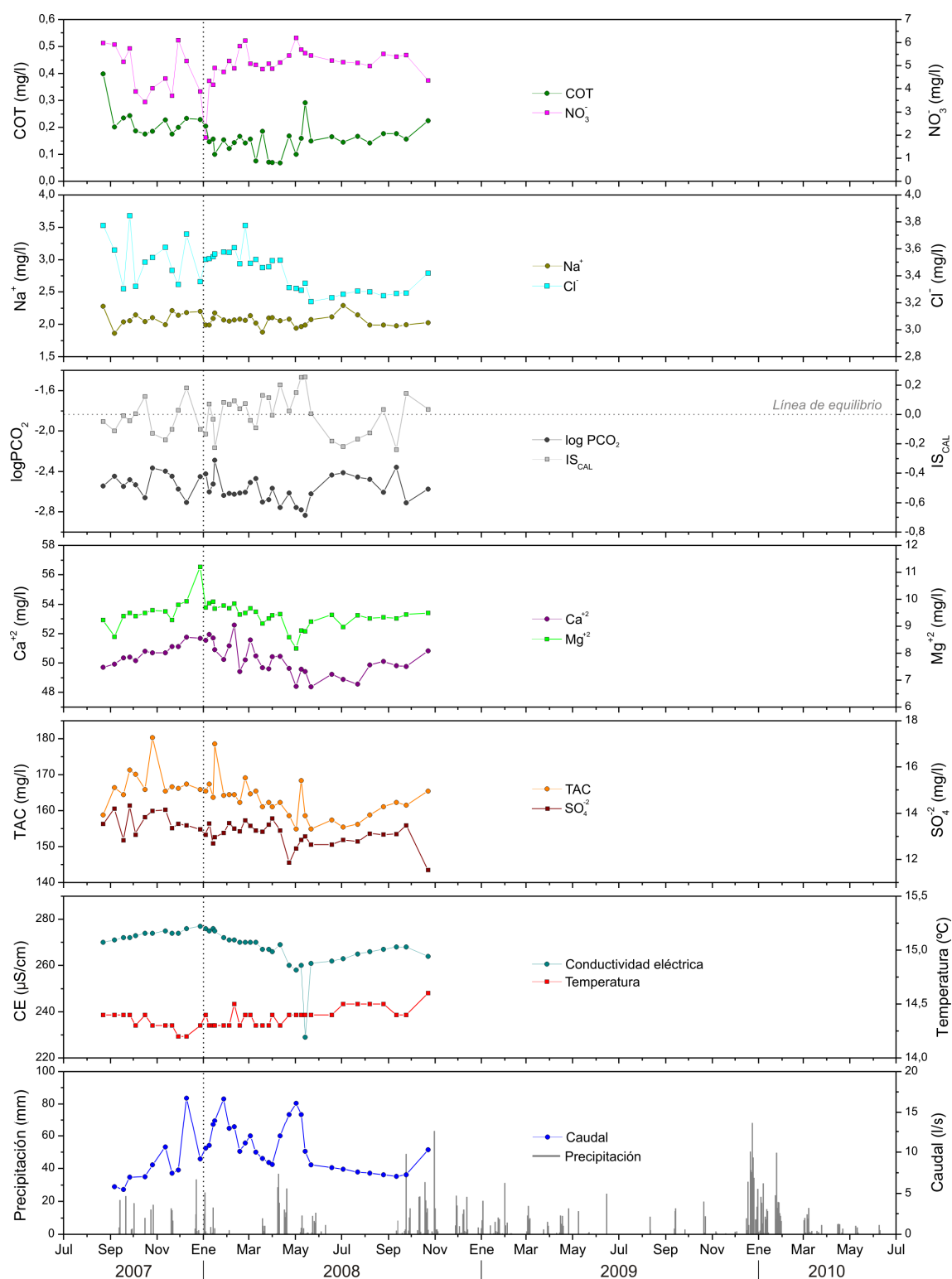


Figura 5.10. Evolución temporal del caudal, de los parámetros físico-químicos y de los componentes químicos de las aguas drenadas por el manantial de Abusín (M-1) durante el período de investigación.

La caracterización de las respuestas hidroquímicas del manantial de Abusín (M-1) permite constatar el drenaje de la zona saturada del acuífero durante la mayor parte del tiempo y la participación limitada de la zona no saturada en el flujo de descarga de la surgencia. La escasa variación de la mineralización y de la mayoría de los componentes hidroquímicos es el reflejo de la homogeneidad en la composición química de las aguas, debido al escaso desarrollo de la karstificación en el acuífero que drena la surgencia.

5.1.5.2.2. Manantial de Camarero (M-2)

Un análisis general de la evolución de los parámetros hidroquímicos de las aguas del manantial de Camarero (M-2) permite observar variaciones de la mineralización bastante marcadas, como consecuencia de la infiltración del agua de lluvia (Fig. 5.11). Así, en ausencia de precipitaciones o cuando éstas son poco abundantes (y la infiltración en el acuífero es escasa), la CE de las aguas apenas varía. En cambio, tras un período de recarga importante (mayo de 2008), las aguas se diluyen considerablemente -la CE disminuye más de 200 $\mu\text{S}/\text{cm}$ -. Por tanto, la magnitud de la dilución es proporcional a la cantidad e intensidad de las precipitaciones que la generan, lo que sugiere un cierto desarrollo de la karstificación.

La evolución temporal de la CE del agua que se observa está influenciada por los valores de TAC y los contenidos de SO_4^{2-} , Ca^{+2} y Mg^{+2} y, en menor medida, por las concentraciones de Na^+ y Cl^- (Fig. 5.11). En definitiva, la mayoría de parámetros hidroquímicos varían casi de forma simultánea con la CE de las aguas.

Los contenidos de COT, relativamente bajos, apenas fluctúan a lo largo del tiempo, con valores comprendidos entre 0,1 y 0,4 mg/l (Tab. 5.5 y Fig. 5.11). No obstante, durante la crecida hidrodinámica más importante del período de registro (mayo de 2008), las concentraciones de este parámetro sólo variaron levemente. En lo que respecta a los contenidos de NO_3^- de las aguas, aumentan conforme lo hacen los caudales (Fig. 5.11). Estos aumentos son graduales y prolongados en el tiempo (enero-marzo de 2008) como consecuencia de lluvias dispersas y poco cuantiosas, mientras que resultan bruscos y de mayor magnitud (abril de 2008) frente a episodios de recarga por lluvias abundantes e intensas. En este último caso, la concentración máxima de NO_3^- fue 8,9 mg/l (Tab. 5.5).

Los valores de $\log\text{PCO}_2$ (Fig. 5.11) presentan aumentos puntuales en alguna recarga (enero de 2008), aunque descienden de forma sustancial durante la crecida más importante (mayo de 2008). Por su parte, la evolución de IS_{CAL} es inversa a la de $\log\text{PCO}_2$ (Fig. 5.11). Las aguas se encuentran, generalmente, en equilibrio con respecto a la calcita en condiciones hidrodinámicas de aguas bajas y tienden a la sobresaturación mineral en situaciones de aguas altas (mayo de 2008).

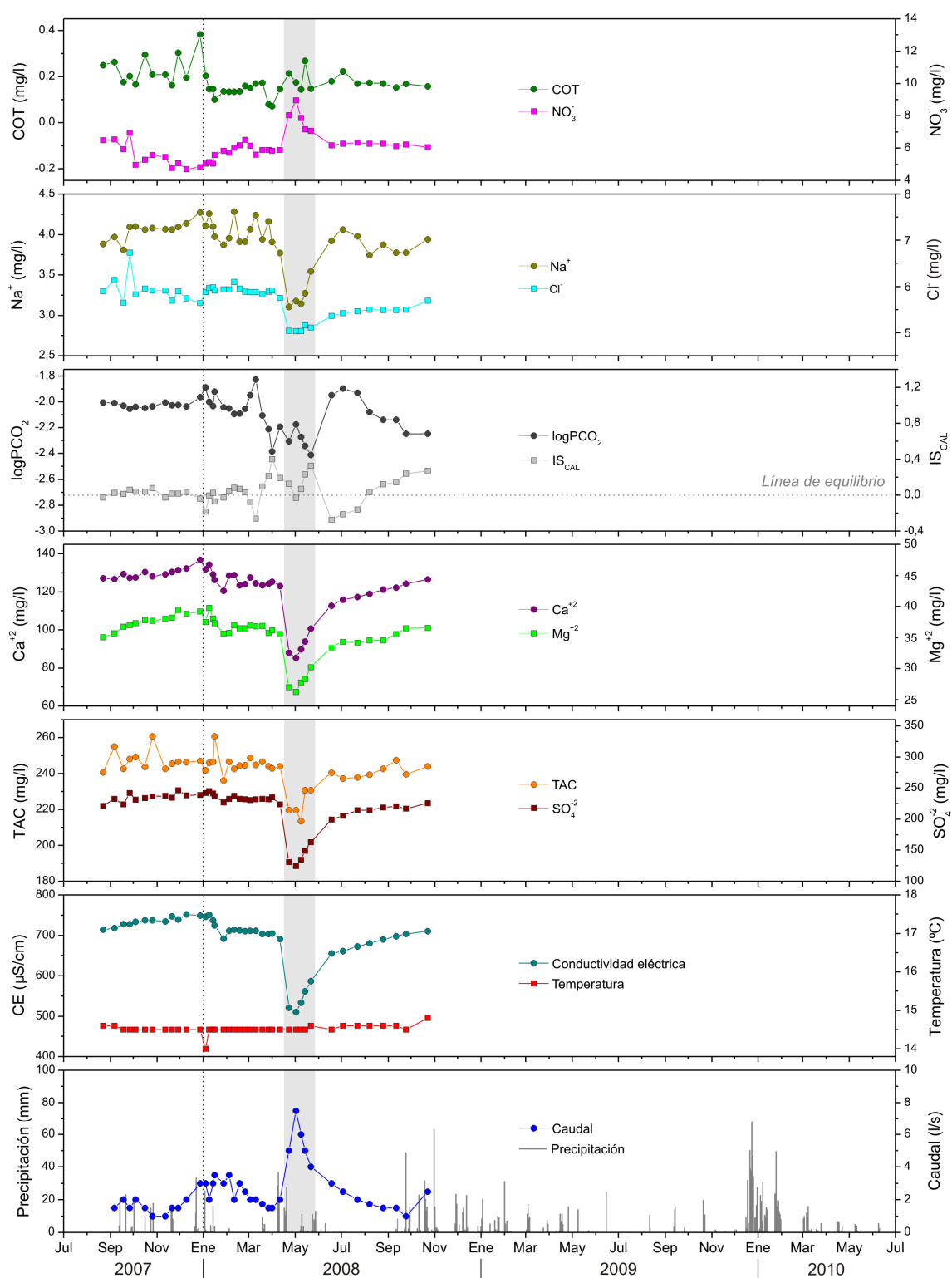


Figura 5.11. Evolución temporal de la composición química de las aguas del manantial de Camarero (M-2) durante el período de investigación. El área gris corresponde al grupo de aguas menos mineralizadas (crecida de mayo de 2008) diferenciado en el ACP de la figura 5.12.

Se ha realizado un ACP con las 40 muestras recogidas en el manantial de Camarero (M-2) para determinar los procesos hidrogeológicos que intervienen en la composición química de las aguas (Fig 5.12). Se han considerado las 15 variables hidroquímicas que aparecen en la tabla 5.7.

	CE	Temp	COT	TAC	F ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻²	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	logPCO ₂	IS _{CAL}	IS _{DOL}
CE	1														
Temp	-0,134	1													
COT	0,059	-0,035	1												
TAC	0,862	0,001	0,012	1											
F ⁻	0,664	0,021	-0,176	0,643	1										
Cl ⁻	0,793	-0,155	-0,040	0,736	0,701	1									
NO ₃ ⁻	-0,881	0,224	-0,096	-0,718	-0,425	-0,534	1								
SO ₄ ⁻²	0,982	-0,122	-0,020	0,866	0,742	0,839	-0,845	1							
Na ⁺	0,806	-0,080	0,046	0,669	0,521	0,717	-0,700	0,817	1						
K ⁺	0,072	-0,063	0,055	-0,029	0,143	0,259	0,014	0,102	0,003	1					
Ca ⁺²	0,919	-0,097	0,067	0,762	0,604	0,760	-0,784	0,907	0,934	-0,058	1				
Mg ⁺²	0,888	-0,102	0,060	0,731	0,541	0,732	-0,784	0,878	0,943	-0,092	0,983	1			
logPCO ₂	0,567	-0,260	0,244	0,501	0,367	0,436	-0,502	0,550	0,446	0,208	0,430	0,409	1		
IS _{CAL}	-0,171	0,296	-0,251	-0,106	-0,088	-0,093	0,182	-0,154	-0,067	-0,263	-0,006	0,005	-0,895	1	
IS _{DOL}	-0,123	0,211	-0,228	-0,073	0,004	-0,039	0,213	-0,096	-0,056	-0,117	-0,002	0,020	-0,665	0,748	1

Tabla 5.7. Matriz de correlación del ACP efectuado con la información hidroquímica de las aguas del manantial de Camarero (M-2).

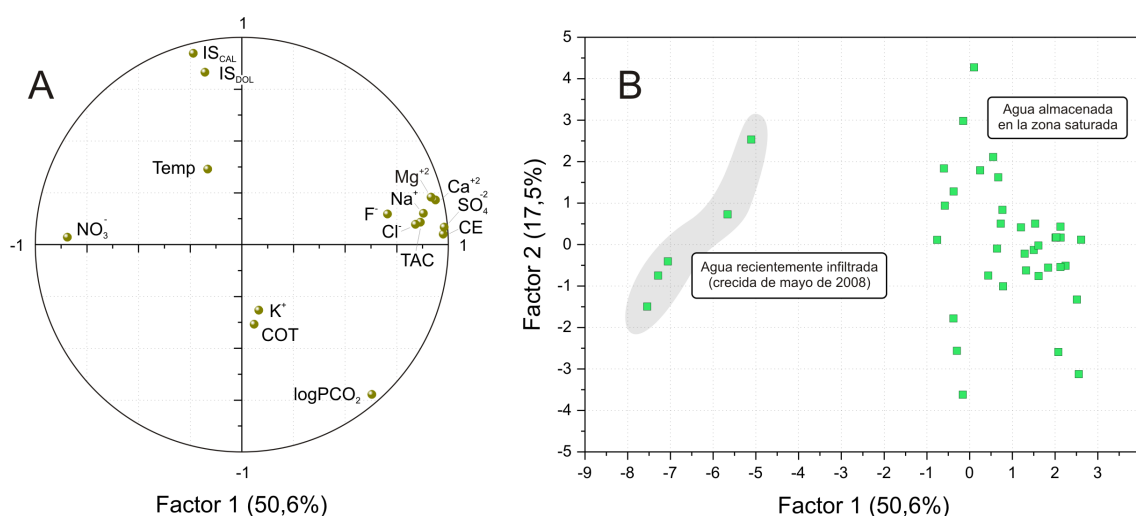


Figura 5.12. Representación de los planos factoriales del ACP realizado con la información hidroquímica de las aguas del manantial de Camarero (M-2). (A) Espacio de las variables y (B) de las unidades estadísticas.

La matriz de correlación resultante (Tab. 5.7) pone de manifiesto que la mineralización de las aguas está directamente relacionada con las variables SO₄⁻², Ca⁺², Mg⁺², TAC, Na⁺, Cl⁻ y, en menor medida, con F⁻ y logPCO₂ -en este orden-, y de forma inversa con el contenido en NO₃⁻. El resto de parámetros hidroquímicos no presenta una correlación estadística significativa con la conductividad eléctrica.

Los tres componentes principales obtenidos explican el 76,2 % de la varianza total. El factor 1 (50,6 %) agrupa, en su parte positiva, las variables asociadas a la mineralización de las aguas (Fig. 5.12A) y, en la negativa, al contenido en NO_3^- . El factor 2 (17,5 %) está condicionado, en su parte positiva, por las variables IS_{CAL} e IS_{DOL} y, en la negativa, por $\log\text{PCO}_2$. Las variables K^+ y COT están asociadas al factor 3 (8,1 %), que no se ha representado en la figura 5.13A. Por lo tanto, el factor 1 informa de la mineralización de las aguas del manantial de Camarero (M-2) y del tiempo de permanencia de éstas en el acuífero, mientras que el factor 2 permite caracterizar el equilibrio calcocarbónico.

El espacio de las unidades estadísticas muestra 2 grupos de muestras claramente diferenciados (Fig. 5.12B). En la parte positiva del factor 1 se distingue un grupo que contiene buena parte de las muestras, con una mayor mineralización, contenidos más elevados de la mayoría de parámetros hidroquímicos (SO_4^{2-} , Ca^{+2} , Mg^{+2} , TAC, Na^+ y Cl^-), salvo de NO_3^- , debido a mayores tiempos de residencia en el acuífero. En la parte negativa del factor 1, hay un segundo grupo que consta de 5 muestras, con menor mineralización pero enriquecidas en NO_3^- , correspondientes a la infiltración reciente durante la crecida de primavera de 2008 (mayo a junio, Figs. 5.11 y 5.12B). Así, las muestras de este grupo representarían la contribución predominante del agua de infiltración procedente del suelo al flujo del manantial durante dicho período de recarga.

5.1.5.3 Curvas de distribución de frecuencias de la conductividad eléctrica

Se han analizado los valores de CE de las aguas a partir de las medidas puntuales efectuadas en los manantiales de Abusín y de Camarero (Fig. 5.13), mediante la realización de curvas de frecuencias de este parámetro, considerando intervalos o clases regulares (Bakalowicz, 1977, 1979). Las clases han sido de 5 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en el manantial de Abusín y de 20 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en el de Camarero, dado el mayor rango de variación de la CE en esta última surgencia.

La figura 5.13 muestra la distribución de las curvas de frecuencias de CE de las aguas drenadas por ambos manantiales. Las curvas están caracterizadas por una morfología unimodal, aunque presentan diferentes rangos de valores y porcentajes de frecuencia de CE. La curva correspondiente al manantial de Abusín muestra un mayor porcentaje de la moda principal (38 %), mientras que la de Camarero presenta un mayor rango de variación de los datos de CE ($> 200 \mu\text{S}/\text{cm}$). En cualquier caso, la frecuencia máxima se sitúa en el intervalo de aguas más mineralizadas (curva asimétrica a la derecha), drenadas durante la mayor parte del tiempo -en condiciones hidrodinámicas de crecida y decrecida-.

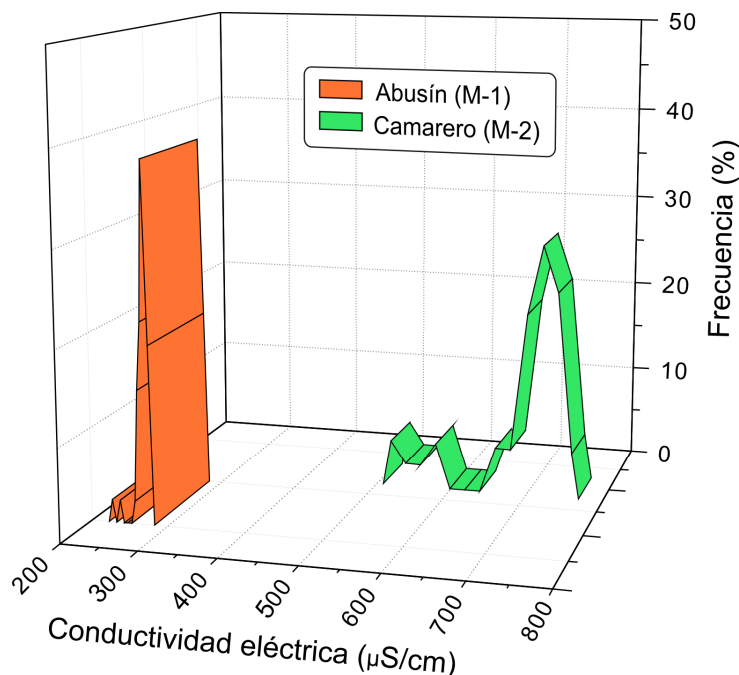


Figura 5.13. Curvas de frecuencias de los datos puntuales de conductividad eléctrica medidos las aguas de los manantiales de Abusín (M-1) y de Camarero (M-2).

De acuerdo con la metodología propuesta por Bakalowicz (1977, 1979), las morfologías de la curvas de frecuencias de los valores de CE de los manantiales de Abusín (M-1) y de Camarero (M-2), bien definidas y de tipo unimodal (aunque con un rango de variación muy dispar), sugieren un drenaje kárstico variable, poco jerarquizado en el área drenada por la surgencia de Abusín y más desarrollado en el de Camarero.

5.1.6 Ensayos de trazadores

Las técnicas de trazado artificial constituyen una herramienta de gran utilidad en hidrogeología kárstica (Hötzl y Werner, 1992; Käss, 1998; Goldscheider, 2005; Benischke *et al.*, 2007; Morales *et al.*, 2007), dado que permiten conocer las conexiones hidrogeológicas entre distintos puntos de los acuíferos y precisar la velocidad de los flujos subterráneos.

Como complemento de las técnicas hidrodinámica, hidrotérmica, hidroquímica e isotópica, se han llevado a cabo 2 ensayos de trazadores (19/02/2010 y 08/04/2011) en la zona meridional del área de estudio, con los siguientes objetivos concretos (Barberá *et al.*, 2012):

- determinar el área de descarga principal de Sierra Hidalga y definir posibles divisorias hidrogeológicas,

- constatar si existe desconexión hidrogeológica entre Sierra Hidalga y el sector más occidental de Sierra Blanquilla, como parece deducirse de la cartografía geológica y
- caracterizar las relaciones hidrológicas entre las aguas subterráneas y superficiales en el área de descarga de Sierra Blanquilla hacia el río Turón.

En los dos apartados siguientes se describen las características de las inyecciones, el procedimiento de muestreo y los principales resultados obtenidos a partir de los ensayos de trazadores realizados en las sierras Hidalga y Blanquilla.

5.1.6.1 Ensayo multitrazador (19/02/2010)

La inyección de trazadores tuvo lugar en la parte alta de Sierra Hidalga y en el sector del Valle de Lifa. Consistió en tres inyecciones simultáneas en otros tantos sumideros kársticos (Fig. 5.14 y Tab. 5.8): *S-1* (1.310 m s.n.m.), localizado en el borde de una dolina, al SE del Pico Hidalga, y *S-2* y *S-3* (1.150 y 1.200 m s.n.m.), ubicados en el extremo occidental de Sierra Blanquilla, en el Valle de Lifa.

Los trazadores utilizados fueron uranina (URN; CAS RN518-47-8), eosina (EOS; CAS RN17372-87-1) y sulforrodamina B (SRB; CAS RN3520-42-1). La uranina se vertió en el sumidero kárstico *S-1* (Figs. 5.14 y 5.15A), que no se encontraba activo en el momento de la inyección (11:15 horas del día 19/02/2010). Para garantizar la infiltración de los 3 kg de trazador se utilizó una cuba de 8 m³ de agua, que proporcionó un caudal continuo de entrada de 2 l/s durante aproximadamente 1 hora (Tab. 5.8). La inyección de 3 kg de eosina y otros 2 kg de sulforrodamina B se realizó a las 11:00 horas del mismo día, durante 20 minutos, en los sumideros *S-2* y *S-3*, respectivamente (Figs. 5.14, 5.15B, C y D). Los caudales de infiltración estimados fueron de 5 (*S-2*) y 30 l/s (*S-4*) (Tab. 5.8).

Durante el transcurso del ensayo multitrazador se registraron datos horarios de precipitación en la estación meteorológica de Añoreta (Fig. 5.14). Sólo en el mes de febrero, hasta el día de la inyección (19/02/2012), se acumularon 192 mm y, en los 5 días posteriores, se contabilizaron otros 78 mm, lo que da una idea del contexto pluviométrico durante el desarrollo del ensayo. Los caudales del Río Turón se controlaron mediante aforos químicos, por el método de dilución de sal común, aguas arriba (*T1*) y abajo (*T2*) de la zona de descarga meridional de Sierra Blanquilla (Fig. 5.14).

Los puntos controlados periódicamente, tanto de aguas superficiales como subterráneas (Fig. 5.14), fueron: el Río Turón, en los puntos *T1* y *T2*, y los manantiales de El Burgo (M-15), Hidalga (M-3) y de Abusín (M-1). La recogida de muestras de agua comenzó el 19 de febrero a las 23:00 y finalizó el 4 de marzo a las 19:00 horas (Tab. 5.9). A los puntos

iniciales de muestreo, se añadieron las surgencias de la Ventilla (M-16) y de la Fuensanta (M-12) puesto que no se conocían sus áreas de recarga (Fig. 5.14).

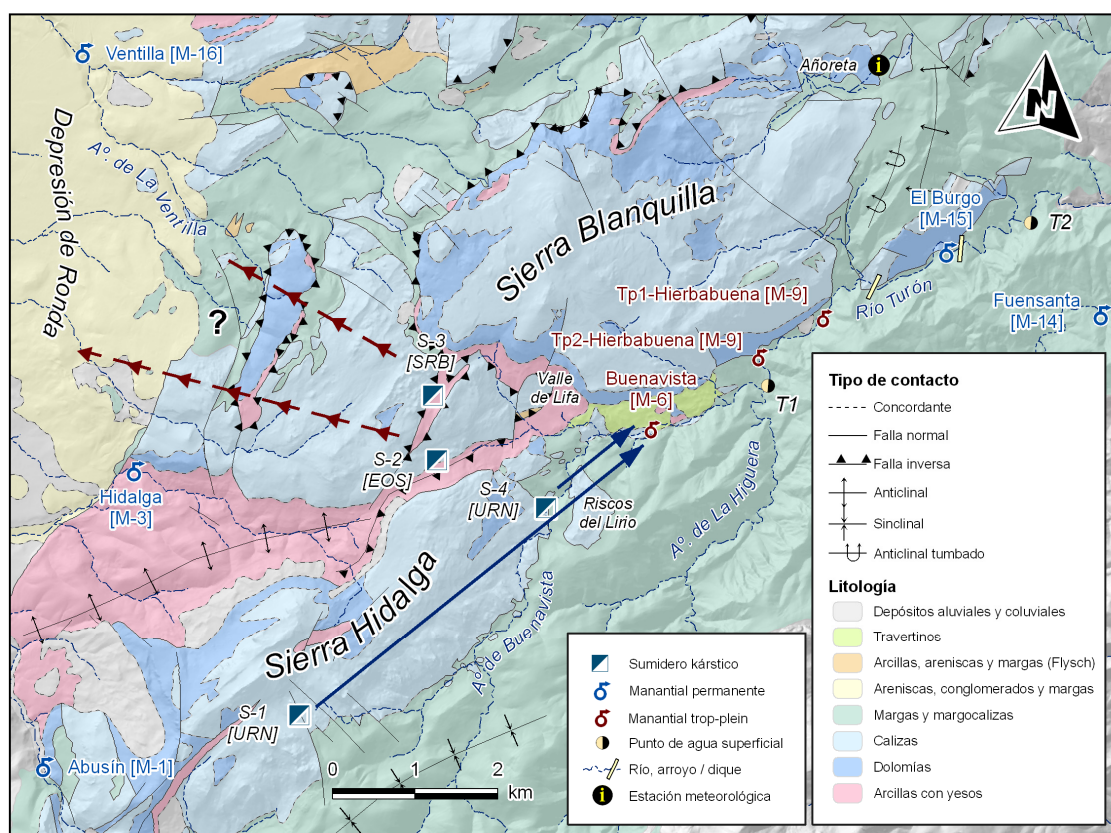


Figura 5.14. Situación y contexto hidrogeológico del área en la que se han llevado a cabo los ensayos de trazadores en las sierras Hidalga y Blanca (19/02/2010 y 08/04/2011) y principales resultados deducidos. Las flechas azules representan las conexiones hidrogeológicas constatadas (desde S-1 y S-4) y las líneas marrones discontinuas indican las conexiones supuestas o deducidas (desde S-2 y S-3).

Las muestras de agua se tomaron cada hora y de forma automática (automuestreador) en el manantial de Abusín, el más próximo al sumidero S-1, y manualmente, cada 2 horas, en el resto de surgencias citadas (Fig. 5.14 y Tab. 5.9). La periodicidad de muestreo se amplió a 24 horas en el manantial de Abusín transcurridos 3 días de ensayo y, después del día 23 de febrero, en los demás puntos de control. El número de muestras recogidas durante el ensayo fue 330 (Tab. 5.9): 40 en cada uno de los manantiales de Hidalga (M-3), Ventilla (M-16) y de El Burgo (M-15), así como en los puntos del Río Turón (T1 y T2); 47 en el manantial de la Fuensanta (M-12) y 83 en el de Abusín (M-1).

Localización geográfica	Altiplano de Sierra Hidalga - Valles de Lifa y del Río Turón	Área de los Riscos del Lirio (Sierra Hidalga) - Valle del Río Turón
Fecha	19/02/2010	08/04/2011
Condiciones hidrodinámicas	Aguas altas-intermedias	Aguas bajas
Tipo (número trazadores)	Multitrazador (3)	Simple (1)
Tipo de punto de inyección	Sumideros kársticos (3)	Cauce de arroyo perdedor
Coordenadas UTM, x-y (referencia de los puntos de inyección)	315.756-4.066.021 (S-1) 317.132-4.069.262 (S-2) 317.013-4.070.043 (S-3)	318.494-4.068.786 (S-4)
Trazador utilizado	URN, SRB, EOS	URN
Masa inyectada (kg)	3 (URN), 2 (SRB), 2 (EOS)	1
Condiciones	Artificial, con cuba de 8 m ³ (sólo URN)	Natural
Hora (duración, en minutos)	11:15 (60), 11:00 (20), 11:00 (20)	19:30 (10-15)
Caudal de infiltración (l/s)	~ 2 (S-1), 5 (S-2), 30 (S-3)	~ 1
Conduct. eléctrica (μS/cm)	281, -, -	324
Temperatura del agua (°C)	6,9, -, -	14,7

Tabla 5.8. Características principales de las inyecciones de trazador realizadas en las sierras Hidalga y Blanquilla. Las referencia y coordenadas UTM de los puntos de inyección corresponden a los representados en la figura 5.14.

Localización geográfica	Altiplano de Sierra Hidalga - Valles de Lifa y del Río Turón	Área de los Riscos del Lirio (Sierra Hidalga) - Valle del Río Turón
Fecha	19/02/2010	08/04/2011
Tipo	Cuantitativo	Cuantitativo
Muestreo	Manual y automático	Manual (puntual)
Fecha (hora) de inicio-final	19/02 (23:00)-04/03 (19:00)	24/04/2011 (16:00)
Duración (días)	12	-
Periodicidad de muestreo	1-2-24 horas	-
Nº puntos de agua superficial/sub.	2/7	2/1
Situación	véase Fig. 5.14	véase Fig. 5.14
Nº muestras/medidas <i>in situ</i>	330/0	3/0
Parámetro medido	IFA* (laboratorio)	IFA* (laboratorio)
Instrumentación en campo	Automuestreador	-
Equipo de laboratorio	Espectrofluorímetro	Espectrofluorímetro

Tabla 5.9. Características principales del muestreo de aguas superficiales y subterráneas durante los ensayos de trazadores realizados en las sierras Hidalga y Blanquilla. (*) IFA: Intensidad de fluorescencia artificial.

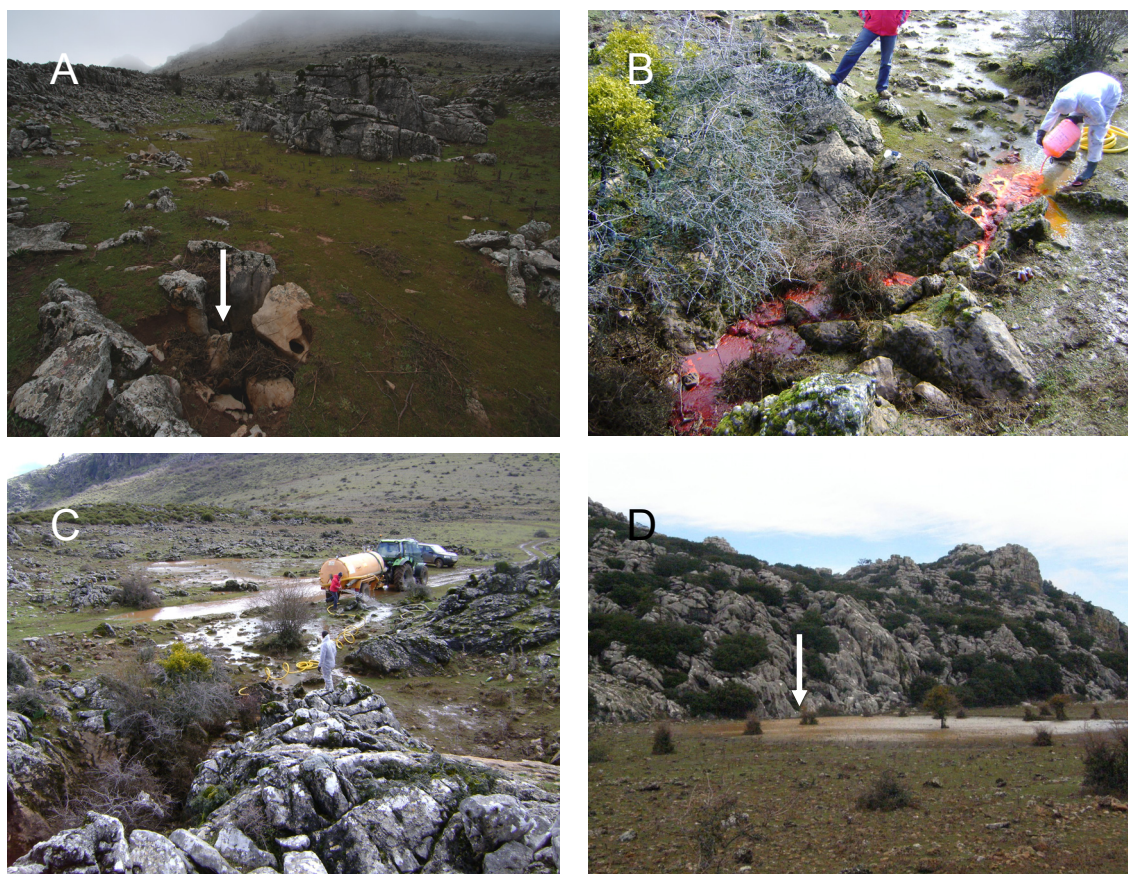


Figura 5.15. (A) Sumidero kárstico (S-1; flecha blanca), situado en el altiplano de Sierra Hidalga, en el que se inyectó uranina el día 19/02/2010. (B y C) Inyección de eosina en el sumidero S-2, en el Valle de Lifa y tareas de limpieza del trazador, respectivamente. (D) Depresión endorreica que se drena por el sumidero kárstico S-3 (al O del Valle de Lifa), en el que se inyectó sulforrodamina B durante el ensayo multitrizador.

5.1.6.1.1 Resultados hidrodinámicos

El ensayo multitrizador se desarrolló en unas condiciones hidrodinámicas de aguas altas-intermedias, como puede observarse en el hidrograma del Río Turón, en el punto T2 (Fig. 5.16 y Tab. 5.10). La distribución de las precipitaciones durante el ensayo fue relativamente regular. No obstante, las lluvias caídas en el altiplano de Sierra Hidalga, horas antes de la inyección en el sumidero S-1, no fueron suficientes para generar escorrentía superficial en el entorno de la dolina. Posteriormente, y en los 2 días consecutivos a las inyecciones, se registraron precipitaciones que garantizaron la infiltración de los trazadores hacia el interior de los acuíferos.

De los tres trazadores inyectados sólo apareció uranina en los puntos controlados a lo largo del Valle del Río Turón (Fig. 5.14), mientras que eosina y sulforrodamina B no fueron detectadas. La ausencia de estas últimas sustancias en las aguas muestreadas podría indicar que la descarga del sector occidental de Sierra Blanquilla se produce de forma no

visible hacia la Depresión de Ronda, al NO. Asimismo, parece que no hay conexión hidrogeológica entre las sierras Hidalga y Blanquilla, debido a que los materiales arcillosos triásicos que afloran en el Valle de Lifa (Fig. 5.14) actúan como barrera impermeable. Además, estos materiales independizan la parte más occidental de Sierra Blanquilla del resto del macizo.

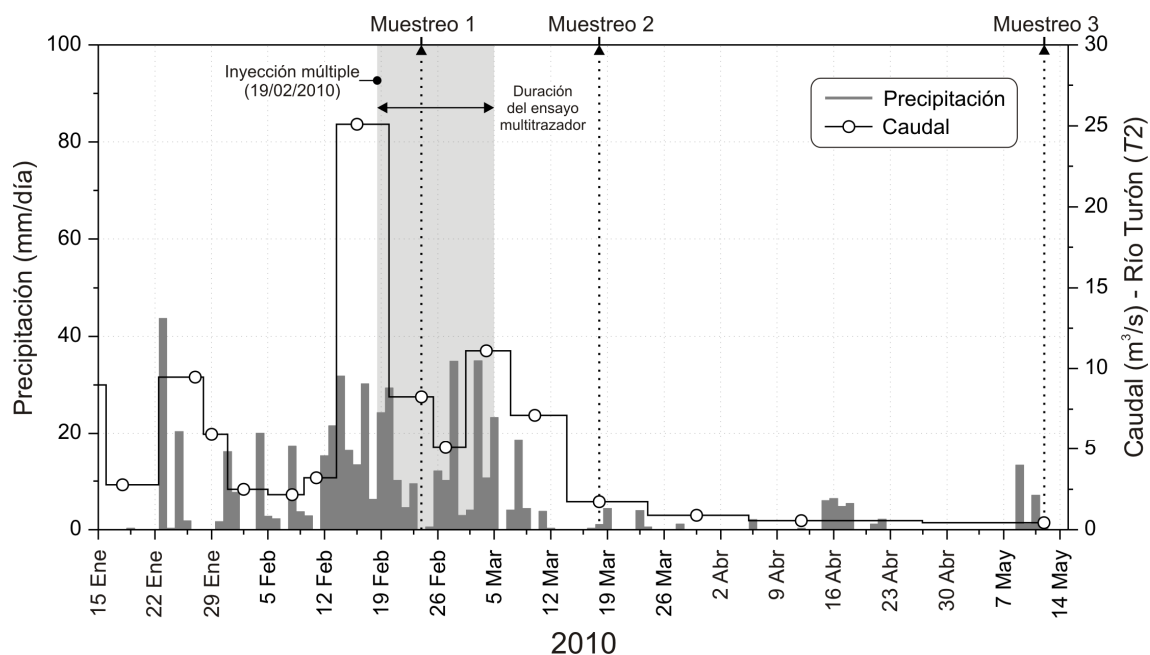


Figura 5.16. Hidrograma del Río Turón, en la sección T2, y distribución de las precipitaciones registradas en la estación de Añoreta, desde el 15 de enero hasta el 15 de mayo de 2010. Además, se indican el momento de la inyección múltiple, la duración del ensayo (sombreado gris) y las fechas en las que se llevaron a cabo las campañas de aforos y muestreos hidroquímicos diferenciales.

Los principales resultados deducidos a partir del ensayo multitrazador se recogen en la tabla 5.10 y se representan en la figura 5.17. La uranina se registró por primera vez en el Río Turón, 30,8 horas después de la inyección, en el punto T1 (Figs. 5.14 y 5.17) y 5,6 horas más tarde en T2. Concretamente, la primera aparición del trazador tuvo lugar en el manantial de Buenavista (M-6; Tab. 5.10 y Fig. 5.14), el único punto no muestreado directamente (por la gran dificultad de acceso).

La concentración máxima de trazador (Tab. 5.10 y Fig. 5.17), determinada en T1, fue de 258,9 $\mu\text{g/l}$ (35,6 h), mientras que en T2 resultó ser de 75,1 $\mu\text{g/l}$ (41 h). El trazador, además de aparecer en los dos puntos de muestreo del río, fue detectado aproximadamente 5 horas después en el manantial de El Burgo (M-15), en el que se registró una concentración de 22,7 $\mu\text{g/l}$ (40,4 h), algo menos del 10 % de la concentración máxima alcanzada en T1.

Pocos días después, en un muestreo puntual, la uranina también se detectó en la surgencia Tp1-Hierbabuena (M-11; Fig. 5.14). Por lo tanto, las aguas del Río Turón

interaccionan con las aguas de descarga de Sierra Blanquilla, especialmente en el entorno de los manantiales que se encuentran regulados por diques, manantial de El Burgo (M-15), o se localizan en el área de inundación del río, surgencia Tp1-Hierbabuena (Fig. 5.14). La infiltración y mezcla de aguas está condicionada por la retención y el almacenamiento temporal de las aguas en los diques, que elevan de forma artificial el nivel piezométrico en la zona de descarga.

Ensayo multitrizador (19/02/2010) Altiplano de Sierra Hidalga Sumidero kárstico S-1 Inyección de 3 kg de URN	Punto de control				Unidades	
	No muestreado	Muestreado				
		Buenavista *	Río Turón	El Burgo		Río Turón
		(M-6)	(T1)	(M-15)		(T2)
Tipo de punto de muestreo	Subterráneo	Superficial	Subterráneo	Superficial		
Distancia al punto de inyección	5,9	6,9	9,6	10,6	km	
Tiempo de primera detección	-	30,8	36,1	36,4	hora	
Tiempo máxima concentración	30,4	35,6	40,4	41	hora	
Máxima concentración de trazador	-	258,9	22,7	75,1	µg/l	
Velocidad máxima de flujo	194,1	221,6	265,8	294,4	m/h	
Velocidad de flujo dominante (pico)	171,5	196,3	239,3	258,5	m/h	
Caudal medio	-	> 3,3	-	> 8,9	m3/s	
Estimación de parámetros	Indirecta	Directa	Directa	Directa		

Tabla. 5.10. Principales parámetros hidráulicos deducidos a partir del ensayo multitrizador (19/02/2010). (*) El manantial de Buenavista (M-6) no fue controlado durante el ensayo, aunque los resultados obtenidos permitieron estimar indirectamente parte de la información hidrodinámica relativa a esta surgencia (véase explicación en el texto).

En el manantial de Buenavista (M-6) se ha estimado una velocidad máxima de flujo subterráneo de 194,1 m/h y una velocidad promedio -modal- de 171,5 m/h (Tab. 5.10 y Fig. 5.14). Para ello se ha descompuesto el trayecto supuestamente seguido por el trazador desde el sumidero S-1 hasta el punto T1 del Río Turón, en dos tramos: uno subterráneo y otro superficial. Para este último se ha tenido en cuenta la velocidad media del trazador (683 m/h) calculada a partir del flujo superficial durante el ensayo, en el tramo comprendido entre T1 y T2, y los tiempos de primera llegada y máxima concentración de la sustancia en el río (en T1). Las curvas de concentración de uranina resultantes del flujo subterráneo hasta el manantial de Buenavista, aunque no fueron registradas en dicho punto, debieron presentar una morfología parecida a la observada en el punto T1 del río (Fig. 5.17), con concentraciones aun más elevadas.

Las morfologías de las curvas de concentración de uranina (Fig. 5.17), estrechas y puntiagudas, registradas en los tres puntos de muestreo, especialmente en el punto T1 del Río Turón, sugieren un drenaje rápido del sector nororiental del acuífero de Sierra Hidalga, a

través de un sistema de conductos kársticos bien desarrollados, hasta llegar al manantial de Buenavista.

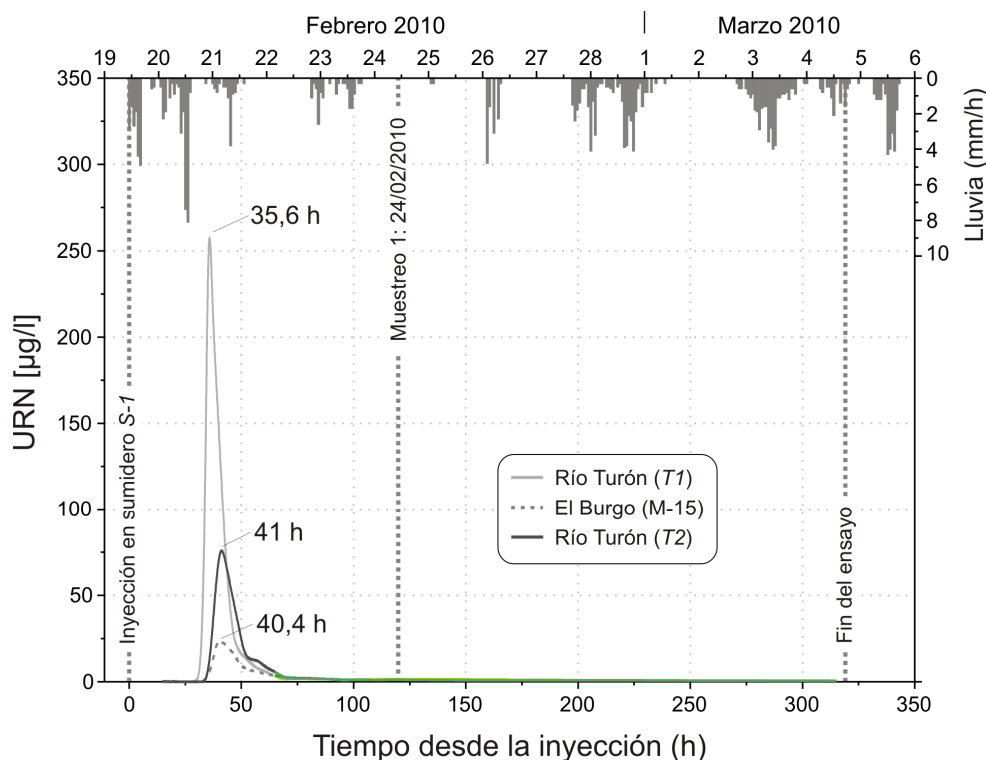


Figura 5.17. Curvas de concentración de uranina en los tres puntos de muestreo superficial y subterráneo (Río Turón, T1 y T2, y manantial de El Burgo, M-15) del Valle del Río Turón y distribución de los eventos de precipitación registrados en la estación meteorológica de Añoreta durante el ensayo multitrizador.

Las medidas de caudal realizadas en el Río Turón fueron insuficientes para cuantificar con exactitud el porcentaje de la masa de uranina recuperada en el punto T1, el más cercano al manantial de Buenavista (M-6). No obstante, teniendo en cuenta el volumen aproximado de agua que contuvo trazador y circuló por este punto del río ($3,44 \cdot 10^6 \text{ m}^3$) y un valor promedio de concentración de uranina de $0,258 \text{ µg/l}$, resultado de la integración de la curva de paso del trazador en T1, desde que fue detectado hasta que se dio por finalizado el ensayo, la tasa de restitución aproximada de uranina fue del 30 %. Esta cifra indicaría que prácticamente dos tercios de la masa de la sustancia inyectada quedó retenida en el acuífero y/o se fotodegradó durante el trayecto en el cauce superficial.

5.1.6.1.2 Muestras hidroquímicas diferenciales en el Arroyo de Buenavista (cuenca alta del Río Turón)

Con la intención de precisar las posibles zonas de descarga de los acuíferos carbonáticos de las sierras Hidalga y Blanquilla hacia la red de drenaje superficial, se han efectuado tres campañas de aforos y muestreos diferenciales (Fig. 5.16) a lo largo del Arroyo de Buenavista y del Río Turón (Fig. 5.18), en febrero, marzo y mayo de 2010.

En cada una de las campañas de muestreo se midió el caudal, conductividad eléctrica (CE), pH y los contenidos de iones mayoritarios disueltos (Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , Na^+ , Ca^{+2} y Mg^{+2}) de las aguas superficiales y subterráneas, en 10 puntos distribuidos a lo largo de 10 km de cauce (Fig. 5.18). En la campaña de febrero, además, se midió la concentración de uranina, puesto que coincidió con el ensayo de trazadores llevado a cabo el mismo mes. Dichos muestreos (Fig. 5.16) corresponden a condiciones hidrodinámicas de crecida (febrero), decrecida (marzo) y agotamiento (mayo).

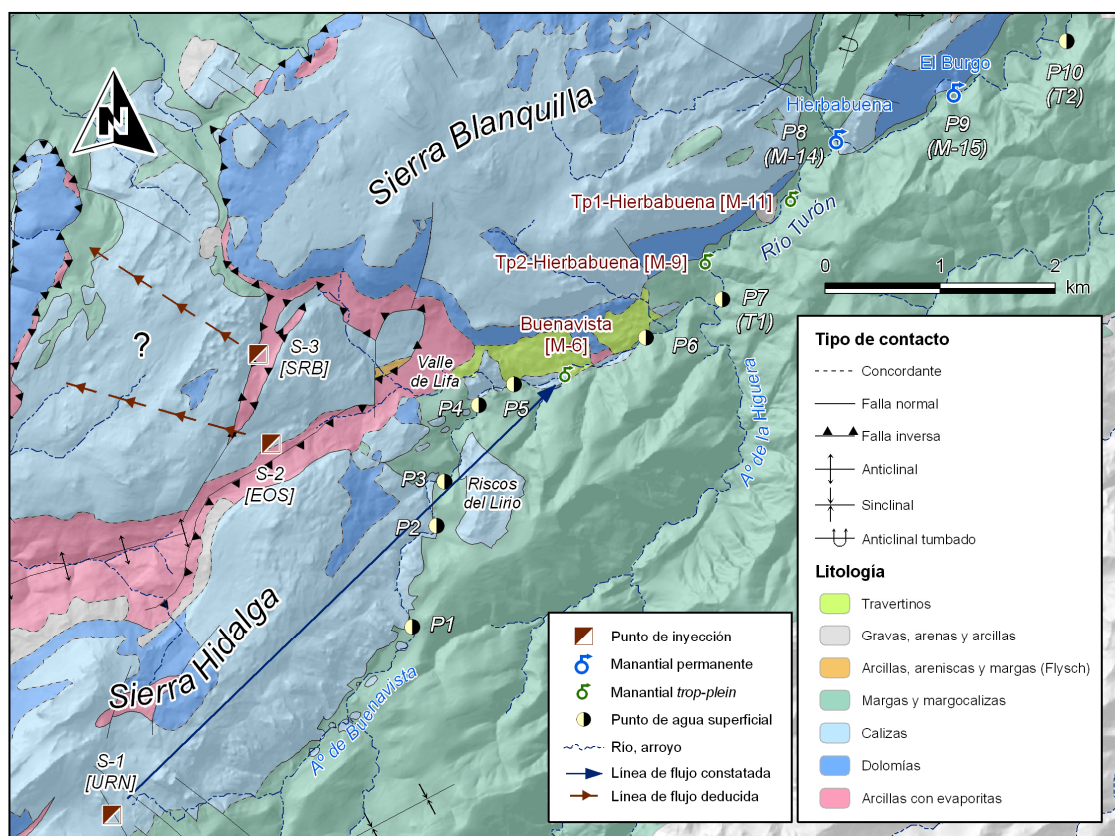


Figura 5.18. Localización de los puntos de muestreo hidroquímico a lo largo del Arroyo de Buenavista y del Río Turón, en la zona meridional del área de estudio (sierras Hidalga y Blanquilla).

Las variaciones de caudal y de los parámetros físico-químicos medidos en las aguas durante las diferentes campañas de muestreo revelan dos importantes zonas de descarga de agua subterránea en el Arroyo de Buenavista y en el Río Turón (áreas grises en las figura

5.19). La primera, entre los puntos *P5* y *P6*, y coincidiendo con la localización del manantial de Buenavista (M-6) (Fig. 5.18), queda corroborada por la detección de uranina en el muestreo de febrero. También se produce un aumento significativo de caudal, un leve aumento de CE y un enriquecimiento de casi todos los parámetros hidroquímicos medidos (Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , Na^+ y Mg^{2+}), a excepción de los contenidos de Ca^{2+} y los valores de pH, que disminuyen en las campañas de medida de febrero y marzo.

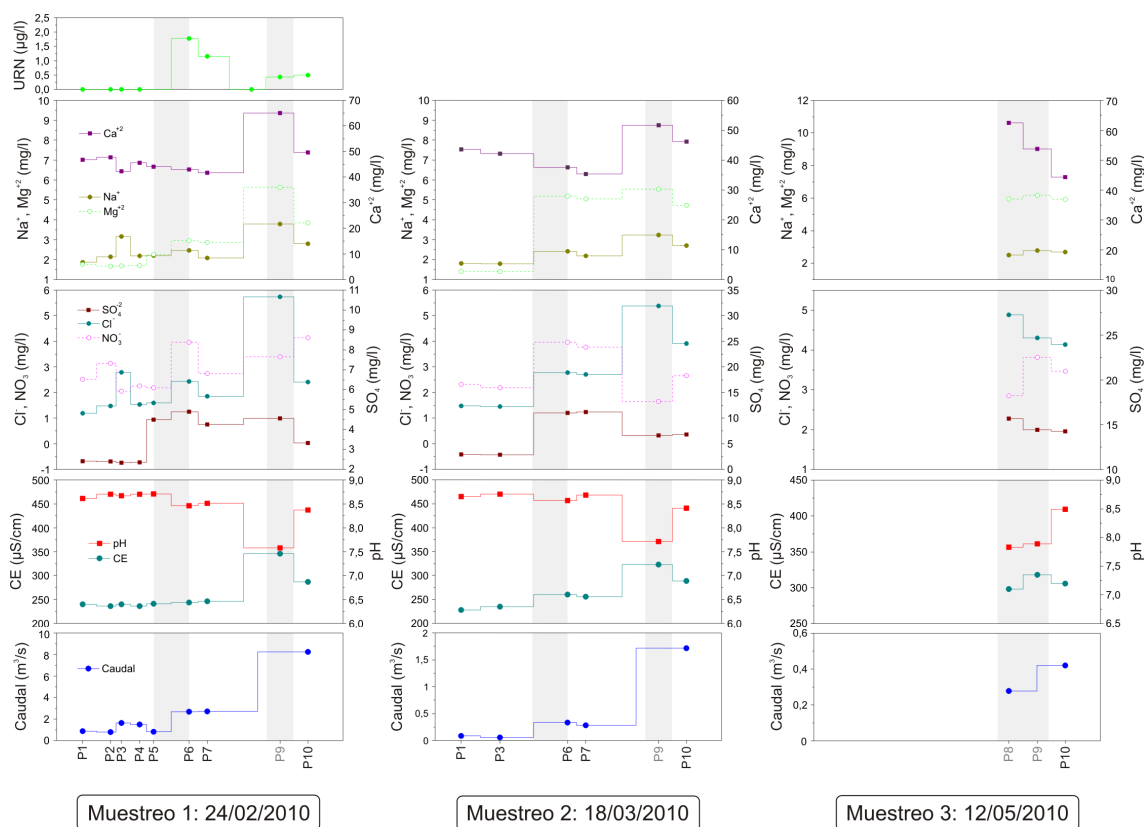


Figura 5.19. Variación del caudal, CE, pH e iones mayoritarios de las aguas superficiales (rótulos negros en el eje horizontal) y subterráneas (grises) en diferentes puntos del Arroyo de Buenavista y del Río Turón, durante las campañas de aforos y muestreos diferenciales de febrero (en la que se midió además la concentración de uranina), marzo y mayo de 2010. Las principales zonas de descarga deducidas se representan mediante áreas de color gris.

Todo lo anterior evidencia el drenaje de aguas subterráneas, más mineralizadas, procedentes del sector centro-oriental de Sierra Hidalga. No se detectó uranina en las campañas de marzo y mayo, lo que pone de manifiesto la existencia de conductos kársticos (bien jerarquizados) en el acuífero drenado por el manantial de Buenavista (M-6), capaces de aliviar todo el trazador inyectado previamente.

En el tramo comprendido entre *P7* y *P10* (Fig. 5.18) se producen aumentos de caudal y de los valores de CE, así como de los contenidos en casi todos los iones mayoritarios, y una disminución de los valores de pH (Fig. 5.19). Estas observaciones ponen de manifiesto el

drenaje de aguas subterráneas de Sierra Blanquilla hacia el Río Turón, que se produce a través de una zona de descarga mucho más caudalosa en el tramo *P7-P10*, en la que se encuentran los manantiales de El Burgo (M-15) y de la Hierbabuena (M-14) y sus *trop pleins*.

En definitiva, tanto la descarga de Sierra Hidalga (Buenavista, M-6) como la de Sierra Blanquilla (El Burgo, M-15, y Hierbabuena, M-14, entre otros) contribuyen a las aportaciones de la cuenca alta del Río Turón. Sin embargo, la detección de trazador en varios manantiales entre los puntos del río *T1* y *T2* pone de relevancia las complejas relaciones entre las aguas subterráneas y superficiales existentes en el Valle del Río Turón, con zonas de mezcla de aguas, preferentemente en las inmediaciones de las zonas de descarga de las principales surgencias.

5.1.6.2 Ensayo de trazador simple (08/04/2011)

En el segundo ensayo se llevó a cabo la inyección de un solo trazador en un tramo de cauce perdedor del Arroyo de Buenavista, en el área de los Riscos del Lirio (Figs. 5.14 y 5.20A y Tab. 5.8). Esta prueba se realizó durante el período de agotamiento, de modo que el caudal del arroyo era exiguo y terminaba infiltrándose por completo pocos metros aguas abajo del tramo donde se inyectó.

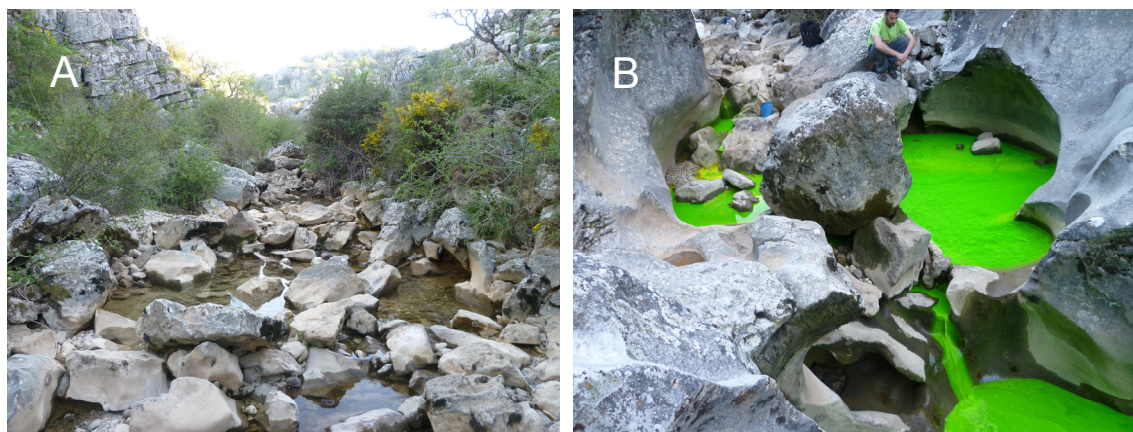


Figura 5.20. (A) Vista del Arroyo de Buenavista a su paso por los Riscos del Lirio (extremo NE de Sierra Hidalga), en abril de 2011. (B) Inyección de uranina realizada el día 08/04/2011 en un tramo perdedor del arroyo (S-4, en la figura 5.14) durante el ensayo de trazador simple. En la imagen se aprecia el caudal que terminaba infiltrándose algunos metros aguas abajo, de aproximadamente 1 l/s.

Se vertió 1 kg de uranina (19:30 horas del día 08/04/2011) en una “marmita de gigante” de grandes dimensiones esculpida en una angostura del cauce del Arroyo de Buenavista, donde se infiltraba un caudal circulante próximo a 1 l/s (S-4; Tab. 5.8 y Figs. 5.14 y 5.20B). La inyección se realizó durante 10-15 min.

La uranina vertida en el tramo perdedor del Arroyo de Buenavista se detectó en las aguas del manantial de Buenavista (M-6, único punto de descarga controlado; Fig. 5.21) en una campaña de muestreo puntual realizada el día 24/04/2011 (16:00 horas), 16 días después de la inyección. La concentración de la sustancia fue de 22,2 µg/l. La movilización del trazador en el interior del acuífero estuvo condicionada, en gran medida, por las precipitaciones (49 mm) acaecidas en el mes de abril.

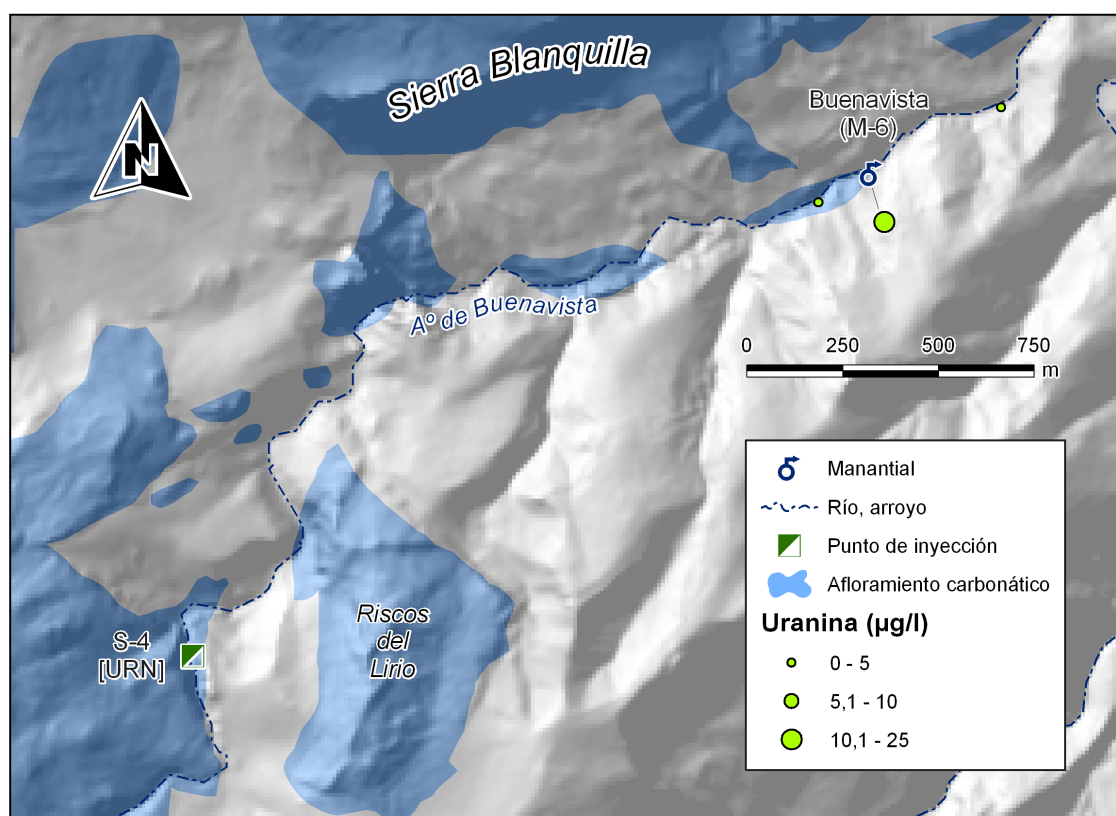


Figura 5.21. Concentración de uranina en varios puntos de agua superficial y subterránea a lo largo del Arroyo de Buenavista en la campaña de muestreo puntual realizada el día 24/04/11, durante el ensayo de trazador simple.

La detección del uranina en el agua del manantial de Buenavista permite confirmar la descarga de Sierra Hidalga hacia el Valle del Río Turón y, además, pone de manifiesto la participación del área de los Riscos del Lirio en la de recarga (por infiltración de las aguas superficiales del Arroyo de Buenavista) de la surgencia.

Por tanto, los resultados de esta prueba parecen ser coherentes con los obtenidos por el ensayo de trazadores efectuado en la misma zona en febrero de 2010, aunque en condiciones hidrodinámicas de aguas bajas.

5.1.7. Síntesis hidrogeológica del acuífero de Sierra Hidalga

Los afloramientos carbonáticos que constituyen el acuífero de Sierra Hidalga ocupan una extensión aproximada de 12,8 km². Se trata de calizas y dolomías de edad jurásica, que se encuentran especialmente karstificadas en superficie, con relieves de tipo ruiniforme y abundantes morfologías exokársticas. Las rocas carbonáticas forman parte de la estructura anticlinal del Valle de Lifa, particularmente de la charnela y de su flanco S. El conjunto está orientado según la dirección N45º E y presenta una inmersión hacia el NE. Al S y al E, limita con margocalizas cretácicas mediante contactos generalmente estratigráficos, y al N y al O, con las arcillas con evaporitas triásicas, que constituyen el núcleo del pliegue y el sustrato del acuífero.

La descarga del sistema se produce en condiciones naturales hacia los bordes SO, por los manantiales de Abusín (M-1) y de Camarero (M-2) que vierten sus aguas hacia el Río Grande, y NE, a través de la surgencia de Buenavista (M-6), que descarga hacia el arroyo homónimo. Las cotas de surgencia de los manantiales y el drenaje dirigido hacia ambos extremos del acuífero, pone de manifiesto la existencia de una divisoria hidrogeológica (probablemente coincidente con la hidrológica), que divide el acuífero en dos sectores. La desconexión hidrogeológica entre Sierra Hidalga y el sector occidental de Sierra Blanquilla, que se deduce por criterios de cartografía geológica, es coherente con los resultados de las pruebas de trazado artificial.

Los manantiales de Abusín y de Camarero, con caudales medios relativamente bajos, muestran variaciones hidrodinámicas algo desfasadas con respecto a las precipitaciones. El manantial de Buenavista (M-6), parece responder mucho más rápido (velocidades de flujo en torno a 200 m/h), con crecidas de mayor magnitud (de varios órdenes) frente a la señal de entrada. El estudio de las curvas de recesión de los dos primeros manantiales denota un bajo desarrollo de la karstificación (moderado en el caso de Camarero) de los sectores acuíferos que drenan, con velocidades de infiltración lentas y agotamientos prolongados en el tiempo. Los resultados hidrodinámicos de las pruebas de trazado efectuadas en el sector centro-oriental del acuífero de Sierra Hidalga permiten constatar el comportamiento típicamente kárstico de la surgencia de Buenavista, que debe drenar un sector acuífero constituido por un sistema de conductos bien desarrollados y ampliamente jerarquizados.

Las variaciones de temperatura del agua en los manantiales de Abusín y de Camarero, como respuesta a la recarga, se producen de forma lenta, por lo que favorece el equilibrio térmico con la roca acuífera. Este hecho es indicativo del bajo grado de karstificación de los sectores acuíferos que drenan. Los datos de temperatura del agua del

manantial de Buenavista, aunque escasos, muestran variaciones algo mayores, lo cual es coherente con una karstificación más desarrollada en el sector NE acuífero.

Las facies hidroquímicas de las aguas drenadas por los manantiales de Abusín (M-1) y de Buenavista (M-6) son bicarbonatadas-cálcicas, mientras que, las aguas de la surgencia de Camarero (M-2) son de tipo sulfatadas-cálcicas. Estas últimas muestran una mineralización mucho más elevada, debido a que drenan dolomías en contacto con el sustrato arcilloso-evaporítico. La morfología unimodal de las curvas de distribución de frecuencias de la conductividad eléctrica de las aguas drenadas por los manantiales de Abusín y de Camarero corrobora la baja variabilidad de la mineralización de las mismas. Este hecho es coherente con la existencia de flujos relativamente lentos, de agua que se movilizan a través de un sistema de fracturas y fisuras poco transmisivo.

En condiciones de alta recarga, el manantial de Camarero responde con diluciones bruscas y de cierta magnitud (proporcional a la intensidad del evento pluviométrico). La mayoría de parámetros hidroquímicos presentan variaciones de cierta cuantía, particularmente los trazadores de infiltración rápida (COT y NO_3^-). Este hecho no ocurre en el manantial de Abusín, por lo que se deduce un desarrollo de la karstificación algo más elevado en la zona no saturada del sector acuífero drenado por el manantial de Camarero. No obstante, las dimensiones de este sector acuífero parecen ser muy reducidas.

Por consiguiente, el análisis de las respuestas naturales indica que los manantiales que drenan la parte SO del acuífero de Sierra Hidalga responden con un cierto desfase frente a las precipitaciones (tiempos de residencia relativamente prolongados). Dichas surgencias muestran un comportamiento inercial y, por tanto, un cierto poder de regulación, si bien los volúmenes de agua almacenados deben ser muy limitados, dada la reducida extensión de los sectores drenados por ambos manantiales. La karstificación está poco desarrollada en la zona saturada y puede resultar algo más intensa en la zona no saturada en este borde SO del acuífero. En lo referente al sector centro-oriental del mismo, las elevadas velocidades de flujo estimadas y las mayores variaciones de las respuestas naturales son características de un mayor desarrollo de la karstificación, así como de un escaso poder de regulación natural del acuífero.

5.2. EL ACUÍFERO DE SIERRA BLANQUILLA

5.2.1. Límites y geometría

Los relieves que configuran la Sierra Blanquilla, formados principalmente por calizas y dolomías jurásicas, ocupan una extensión de 35,2 km² (Figs. 5.22 y 5.23 y mapa geológico adjunto). Estas rocas presentan una estructura anticlinal en “cofre”, de dirección NE-SO e inmersión hacia el NE. Los materiales carbonáticos están limitados, prácticamente en todo su perímetro, por materiales de baja permeabilidad, margas y margocalizas cretácicas, aunque, al SO, se ponen en contacto con las arcillas con evaporitas del Triásico superior. En el borde más occidental, la sierra queda limitada por materiales detríticos del relleno de la Depresión de Ronda: areniscas calcáreas y margas del Mioceno.

Al N del anticlinal de Sierra Blanquilla se encuentra una estructura sinclinal, en el Puerto del Viento, cuyo núcleo está constituido por margas y margocalizas cretácicas (Fig. 5.23A; mapa geológico y corte geológico E-E' adjuntos). Al S, en el área de la Fuensanta, existe una estructura plegada sinclinal formada principalmente por materiales cretácicos (mapa geológico y corte geológico E-E' adjuntos). El tercio occidental de Sierra Blanquilla forma parte de la charnela y del flanco N del anticlinal del Valle de Lifa, donde afloran formaciones triásicas arcilloso-evaporíticas que constituyen el núcleo de la estructura (mapa geológico y cortes geológicos F-F' e I-I' adjuntos).

5.2.2 Puntos de agua

En Sierra Blanquilla se localizan la mayoría de surgencias de la parte más meridional del área de estudio (Tab. 5.11 y Fig. 5.22). El drenaje del sector central del acuífero, el de mayor extensión, se produce hacia el Valle del Río Turón (borde sur de la sierra), por dos manantiales permanentes -los más caudalosos del sistema-: El Burgo (M-15, 600 m s.n.m.; Figs. 5.23A y B y 5.24A) y Hierbabuena (M-14, 645 m s.n.m.; Figs. 5.23B y 5.24B). Además, existen dos surgencias estacionales -*trop plein*-, que se activan tras períodos de abundantes lluvias, Tp1-Hierbabuena (M-11, 655 m s.n.m.; Figs. 5.23B y 5.24C) y Tp2-Hierbabuena (M-9, 670 m s.n.m.; Figs. 5.23B y 5.24D). Sólo una parte de los recursos hídricos del manantial de El Burgo (M-15) se utiliza para abastecer la población homónima cercana (Figs. 5.22 y 5.24A). La surgencia denominada Pista Turón (M-10, 660 m s.n.m.; Fig. 5.22) emerge en el cauce del Río Turón, únicamente durante las crecidas de gran magnitud, por lo que parece estar influenciada por el río, mientras que el manantial de Pista Hierbabuena (M-13,

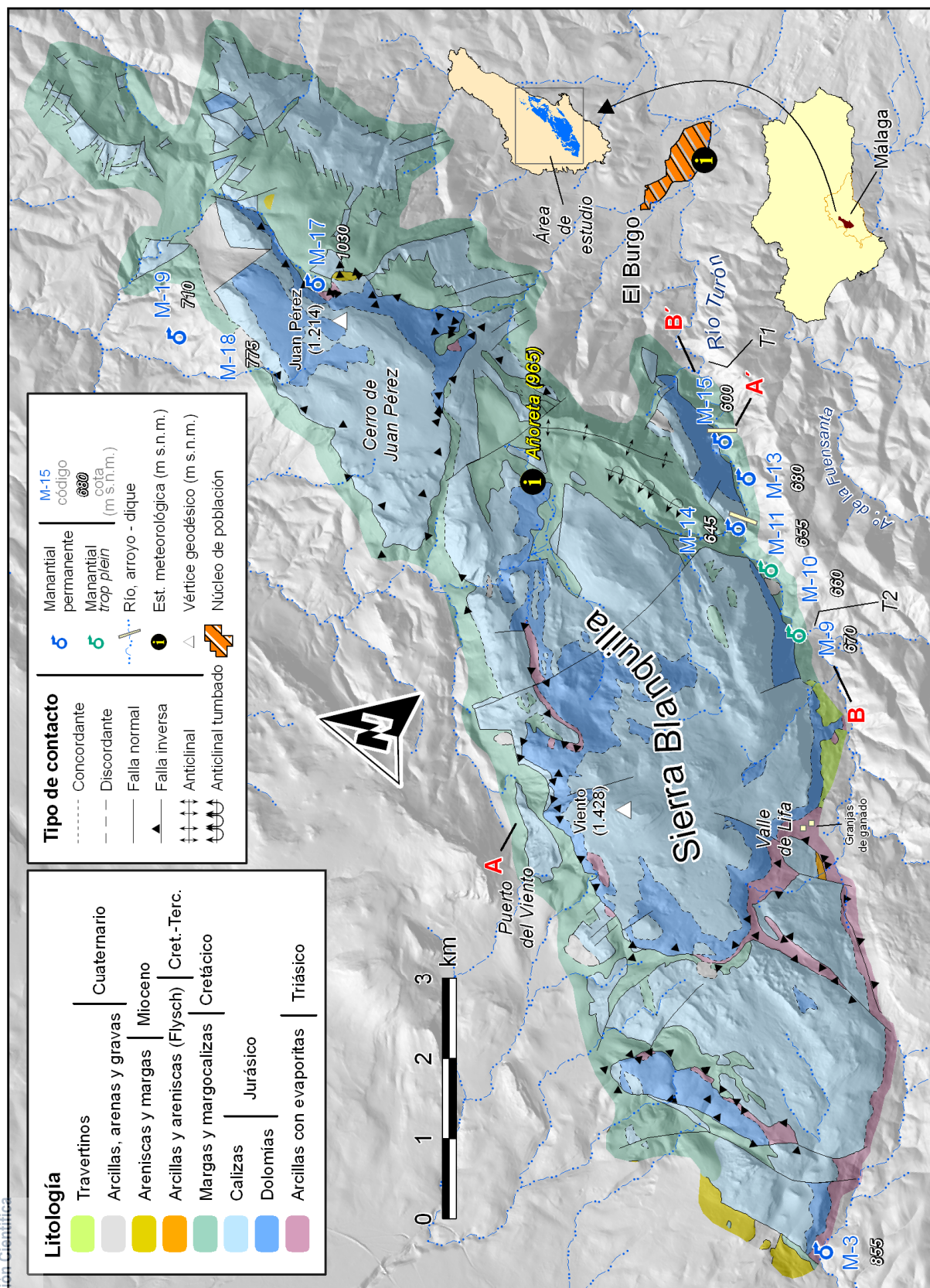


Figura 5.22. Esquema hidrogeológico del acuífero de Sierra Blanca.

680 m s.n.m.; Fig. 5.22) constituye el drenaje localizado de una pequeña extensión de materiales cretácicos, situados en la margen derecha del Río Turón. En cualquier caso, los dos últimos manantiales presentan escaso caudal.

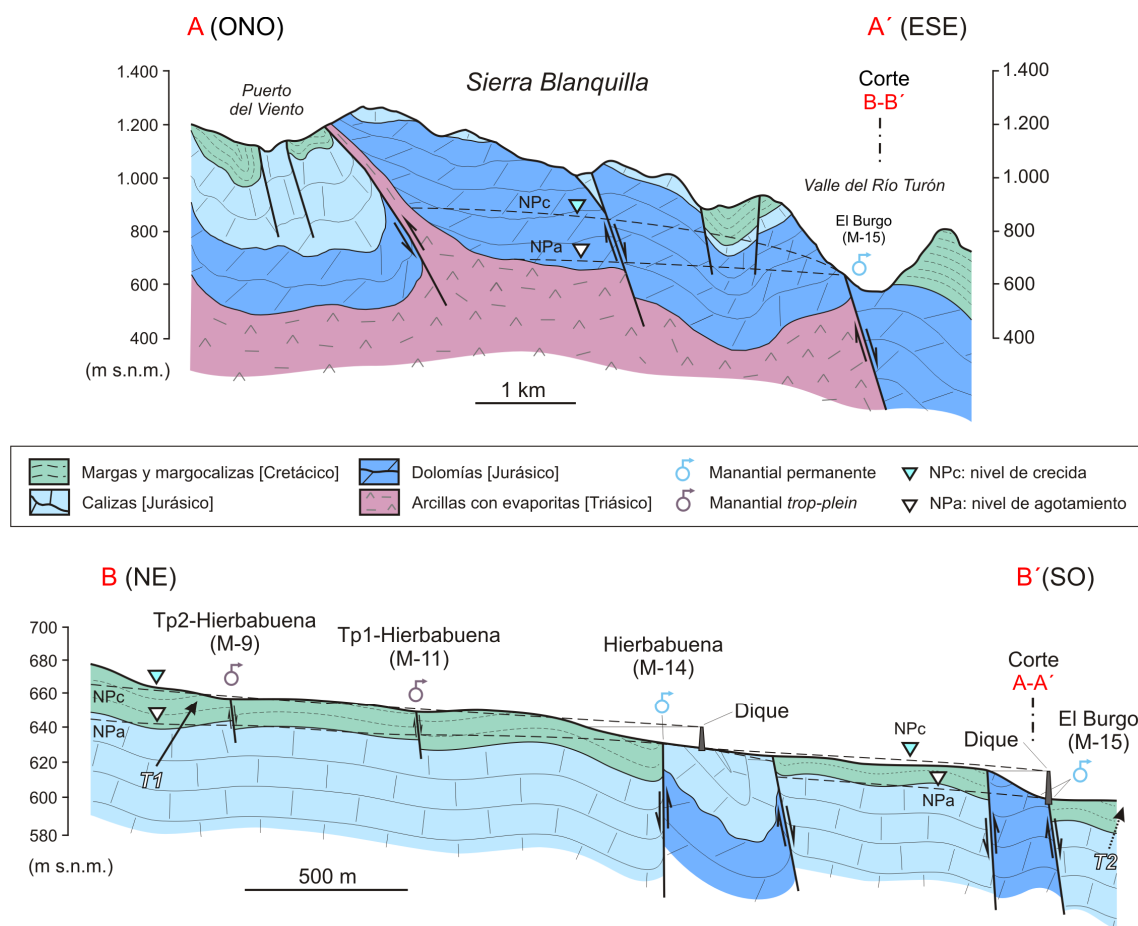


Figura 5.23. Cortes hidrogeológicos del acuífero de Sierra Blanca: (A-A') corte transversal por la zona de descarga permanente hacia el Valle del Río Turón, y (B-B') sección longitudinal por el Río Turón, que muestra las relaciones hidráulicas entre manantiales, diques y río. Las direcciones aproximadas de estos cortes se indican en la figura 5.22.

Por otro lado, la mayor parte de la descarga del sector más occidental de Sierra Blanca (Fig. 5.22 y Tab. 5.11) debe producirse de forma subterránea hacia el acuífero detrítico de la Depresión de Ronda (Barberá *et al.*, 2012). El único punto de drenaje visible tiene lugar por el manantial de Hidalga (M-3, 855 m s.n.m.), aunque con caudales exigüos. El agua de esta surgencia permanente se destina a abastecer los diseminados que se encuentran en sus inmediaciones y como abrevadero para el ganado. En la antigüedad, se aprovechó para consumo de la ciudad de Ronda.

Tipo	Denominación	Referencia	x-UTM [m]	y-UTM [m]	Cota [m s.n.m.]	Término municipal	Uso
Manantial	Hidalga	M-3	313.532	4.068.782	855	Ronda	Abastecimiento urbano
	Tp2-Hierbabuena	M-9	320.957	4.070.844	670	El Burgo	Sin uso
	Pista Turón	M-10	321.558	4.071.148	660	El Burgo	Sin uso
	Tp1-Hierbabuena	M-11	321.674	4.071.363	655	El Burgo	Sin uso
	Pista Hierbabuena	M-13	322.718	4.071.880	680	El Burgo	Fuente. Abrevadero
	Hierbabuena	M-14	322.084	4.071.882	645	El Burgo	Sin uso
	El Burgo	M-15	323.107	4.072.284	600	El Burgo	Abastecimiento urbano
	Víbora alta	M-17	323.877	4.077.673	1.030	El Burgo	Abrevadero. INFOCA
	Chaparrillal	M-18	322.724	4.078.829	775	Ronda	Abastecimiento privado
	Rabadán	M-19	322.844	4.079.209	710	Ronda	Abastecimiento privado

Tabla 5.11. Características principales de los puntos de agua inventariados en el acuífero de Sierra Blanquilla.

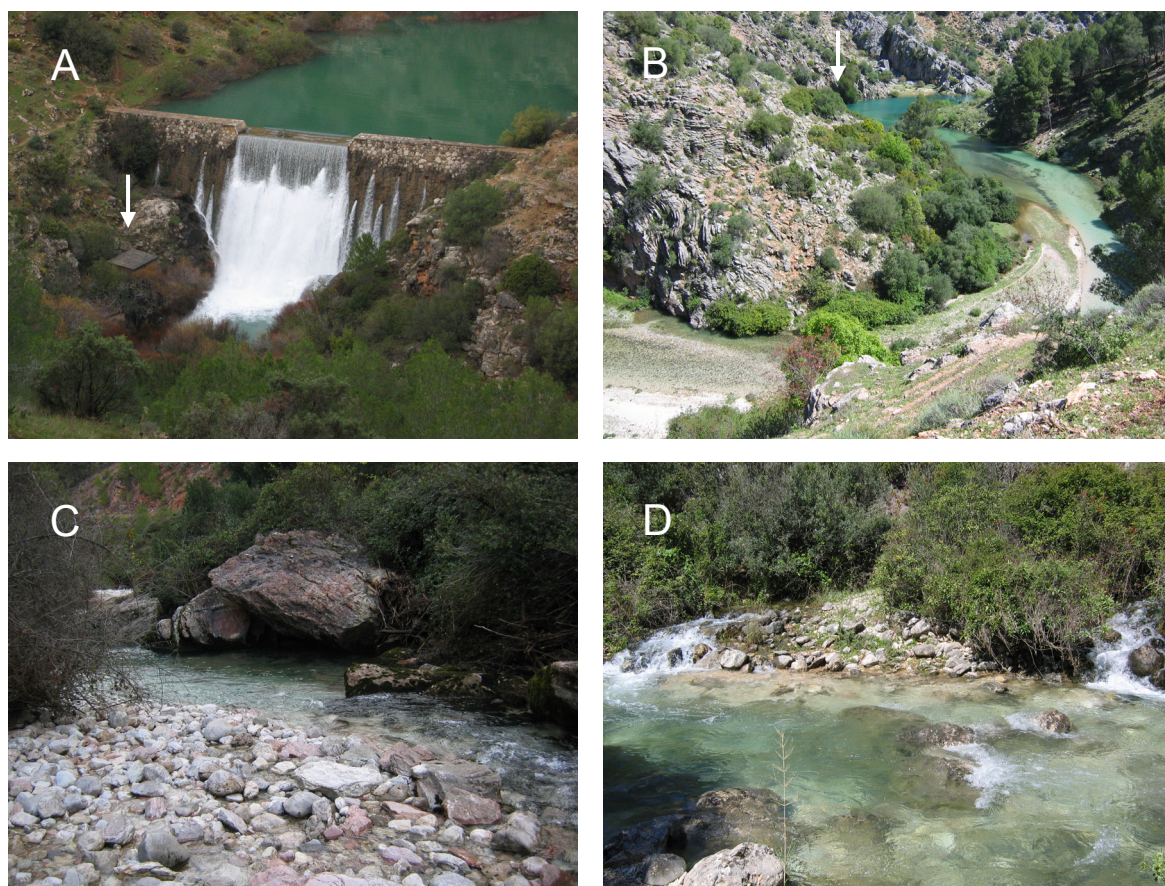


Figura 5.24. (A) Área de descarga del manantial de El Burgo (M-15) y presa de regulación de avenidas en el Río Turón (abril de 2008). La flecha blanca señala la toma de abastecimiento de agua subterránea para el pueblo de El Burgo. (B) Meandro del Río Turón hacia el que drena sus aguas el manantial de Hierbabuena (M-14; la flecha blanca indica su localización), inundado tras las lluvias de abril de 2008. (C) Vista del afloramiento de margocalizas cretácicas bajo el que descarga sus aguas el manantial trop plein Tp1-Hierbabuena, en diciembre de 2007, y (D) manantial trop plein Tp2-Hierbabuena, junto al Río Turón, en abril de 2008.

Otros manantiales kársticos (Tab. 5.11, Fig. 5.22), como Rabadán (M-19, 710 m s.n.m.), Chaparrillal (M-18, 775 m s.n.m.) y Víbora Alta (M-17, 1030 m s.n.m.) constituyen el drenaje visible del sector más oriental de Sierra Blanquilla, en concreto, de la parte más septentrional del Cerro de Juan Pérez (al NE del pico homónimo; Fig. 5.22). La surgencia de Chaparrillal (M-18) es un *trop plein* de Rabadán (M-19) y ambas se aprovechan para abastecimiento de una finca privada. El manantial de Víbora Alta (M-17) se utiliza como abrevadero para el ganado y como recurso para la lucha contra incendios.

Por último, no se conoce la existencia de sondeo alguno que capte el acuífero jurásico de Sierra Blanquilla, ni de piezómetros de control.

5.2.3 Hidrodinámica

5.2.3.1 Datos de caudal

En el transcurso del período de investigación se ha controlado el caudal de los principales puntos de descarga del acuífero de Sierra Blanquilla. No obstante, se ha aforado el resto de manantiales inventariados, por lo que se conoce, al menos, la magnitud de la descarga de todos los puntos. Salvo que se indique otra cosa, los caudales medios del período de estudio se han calculado a partir de la integración del hidrograma.

La serie de datos de caudal de los manantiales que constituyen el área de descarga más importante del acuífero (El Burgo, M-15; Hierbabuena, M-14; Tp1-Hierbabuena, M-11; y Tp2-Hierbabuena, M-9) está condicionada por la dificultad de acceso de los puntos, la mayoría de ellos situados en secciones del río muy encajadas y, sobre todo, por las inundaciones de los puntos de surgencia durante las crecidas del Río Turón. Los manantiales de El Burgo y de Hierbabuena están afectados por diques de regulación de avenidas, contruidos a escasos metros aguas abajo de los manantiales (Figs. 5.23B y 5.24A-B). De esta forma, se eleva artificialmente el nivel piezométrico varios metros, hasta que se alcanza la cota de desagüe de los diques.

Para el control hidrodinámico del acuífero, se ha optado por hacer aforos diferenciales del caudal en el área de descarga hacia el Río Turón, debido a la presencia de estas infraestructuras y a la falta de estaciones de aforo en los cursos fluviales y manantiales del área de estudio. Así, se ha medido el caudal del río aguas arriba y aguas abajo del conjunto de manantiales, en las secciones T1 y T2 (Figs. 5.22 y 5.23B), respectivamente. Además, cuando las condiciones hidrodinámicas del río lo han permitido (decrecida y agotamiento), se ha medido el caudal, por separado, de las cuatro surgencias principales que drenan hacia el Valle del Río Turón.

Los datos históricos de caudal del manantial de El Burgo (M-15) (Tab. 5.12 y Fig. 5.25A), el más caudaloso del sistema, realizados con micromolinetete por el IGME -entre febrero de 1975 y mayo de 2001-, han estado comprendidos entre 2,2 (05/05/1994) y 731 l/s (03/05/1990), con un valor medio de 69 l/s. Durante el período de investigación se han efectuado 29 medidas, cuyo valor medio ha sido de 79 l/s, ligeramente superior al valor histórico. Sin embargo, los valores de caudal deben ser mayores, puesto que, en ambas series de datos, las medidas se han llevado a cabo generalmente en condiciones de aguas intermedias-bajas. No se han registrado las puntas de crecida del manantial, a causa de las frecuentes inundaciones de la zona de surgencia (Figs. 5.23B y 5.24A).

Denominación (Referencia)	Período de registro	Nº de medidas	Q _{máx} [l/s]	Q _{med} * [l/s]	Q _{mín} [l/s]	Q _{máx} / Q _{mín}	cv [%]	Fuente
Hidalga (M-3)	dic-07 a dic-09	6	10	2,1	0,1	100	-	Tesis
Tp2-Hierbabuena (M-9)	ene-08 a may-10	110	650	34	0	-	224	Tesis
Tp1-Hierbabuena (M-11)	ene-08 a may-10	105	1.100	60	0	-	208	Tesis
Hierbabuena ** (M-14)	feb-81 a may-01	36	364	73	0	-	94	IGME
	ago-07 a may-10	52	381	138	13,3	29	104	Tesis
El Burgo ** (M-15)	feb-75 a may-01	37	731	69	2,2	332	62	IGME
	ago-07 a oct-08	29	212	79	20	11	159	Tesis

Tabla 5.12. Parámetros estadísticos de las series de datos de caudal medidos en los principales manantiales del acuífero de Sierra Blanquilla. (*) Caudal medio calculado a partir de la integral del hidrograma. (**) Registro representativo sólo de condiciones hidrodinámicas de aguas intermedias-bajas.

El manantial de Hierbabuena (M-14) cuenta con una serie histórica de caudal de 36 aforos, desde febrero de 1981 a mayo de 2001 (Tab. 5.12 y Fig. 5.25B). Los valores de caudal varían entre 0 (16/10/1996) y 364 l/s (06/05/1989). El valor medio es de 73 l/s. En el transcurso de la presente investigación se han efectuado 52 aforos de caudal con micromolinetete. Los valores mínimo, medio y máximo fueron 13,3 (27/11/2009), 138 l/s y 381 (09/05/2008), respectivamente. En esta surgencia, al igual que ocurre con el manantial de El Burgo (M-15), los aforos sólo se han podido llevar a cabo en épocas de aguas intermedias-bajas, por lo que las puntas de crecida no se han registrado. No obstante, el manantial de Hierbabuena suele permanecer menos tiempo inundado (Figs. 5.23B y 5.24B).

Por otra parte, en las dos surgencias de tipo *trop plein*, Tp1-Hierbabuena (M-11) y Tp2-Hierbabuena (M-9) -asociadas al manantial de Hierbabuena, M-14- (Figs. 5.22, 5.23B y 5.24C y D), se han realizado 105 y 110 aforos, respectivamente, entre enero de 2008 y mayo de 2010 (Tab. 5.12). Para ello, se ha utilizado micromolinetete, en situaciones de decrecida y agotamiento, y salinómetro (método de dilución con sal) en condiciones de aguas altas, dada

la falta de secciones regulares y la gran magnitud de los caudales drenados. Los caudales del manantial de Tp1-Hierbabuena, el *trop plein* situado a menor cota y más próximo al manantial permanente (Figs. 5.22 y 5.23B), estuvieron comprendidos entre 0 y 1.100 l/s (20/10/2008), con un valor medio de 60 l/s (Tab. 5.12). Por otro lado, los caudales mínimo, medio y máximo de la surgencia de Tp2-Hierbabuena fueron de 0; 34 y 650 l/s (14/01/2010), respectivamente.

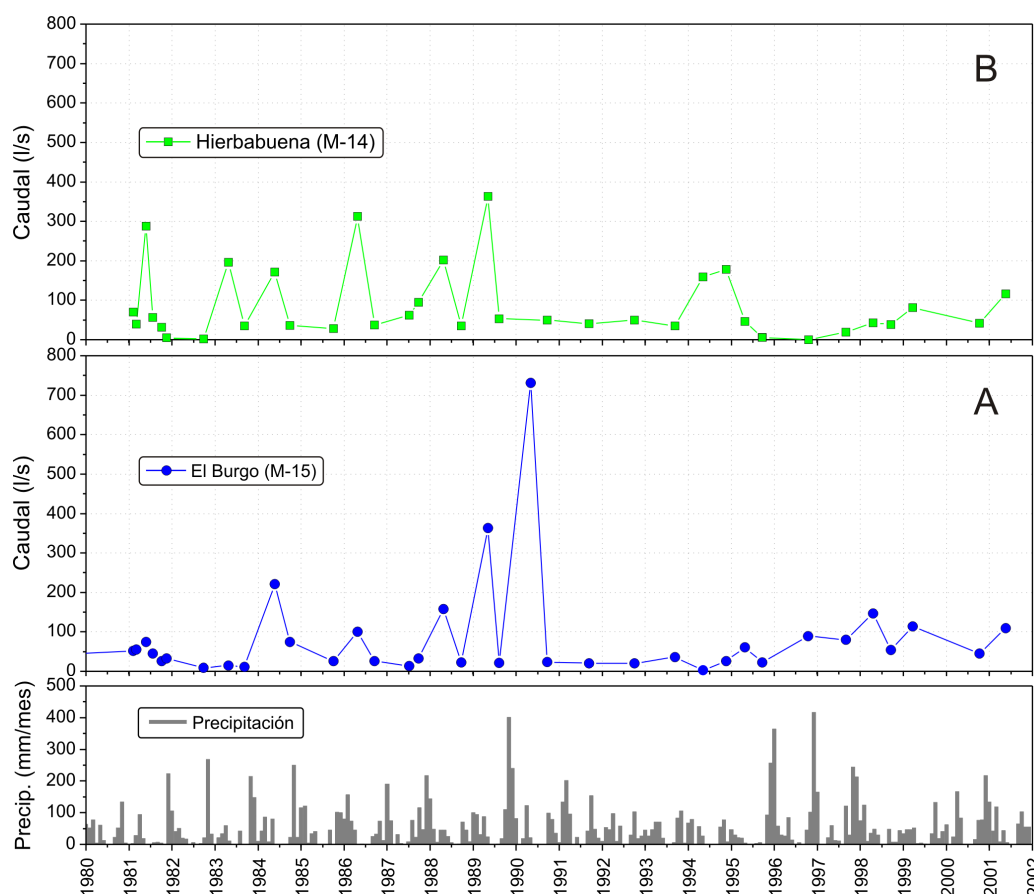


Figura 5.25. Registro histórico de caudales de los manantiales permanentes (El Burgo, M-15, y Hierbabuena, M-14) que constituyen la descarga de Sierra Blanquilla hacia el Valle del Río Turón. Precipitaciones mensuales registradas en la estación de Ronda-CSE. Los datos de caudal han sido facilitados por el IGME.

El resto de manantiales que drenan el acuífero de Sierra Blanquilla (Tabs. 5.11 y 5.12 y Fig. 5.22) cuentan con un registro de aforos muy limitado. En el sector occidental de Sierra Blanquilla, los caudales de la surgencia denominada Hidalgo (M-3) estuvieron comprendidos entre 0,1 (28/12/2007) y 10 l/s (20/03/2009). El caudal medio -valor medio aritmético-, estimado a partir de las 6 medidas realizadas (diciembre de 2007 a diciembre de 2009), es de 2,1 l/s (Tab. 5.12). En los manantiales que drenan el Cerro de Juan Pérez (Tabs. 5.11 y 5.12 y Fig. 5.22), Rabadán (M-19) y Chaparrillal (M-18), se realizaron 2 aforos con micromolinete el día 06/03/2009, con un valor de caudal de 55,3 l/s y 35,9 l/s,

respectivamente. Además, en la primera surgencia, la DGOH-GHUMA (1995) hizo un aforo de caudal en mayo de 1994 (en condiciones climáticas secas), con un resultado de 3 l/s.

5.2.3.2. Descripción de los hidrogramas de los manantiales del Río Turón

5.2.3.2.1 Manantiales permanentes: El Burgo (M-15) y Hierbabuena (M-14)

Los hidrogramas de estas surgencias muestran aumentos de caudal relacionados con los principales eventos pluviométricos registrados durante el período de investigación (Fig. 5.26A y B). Se registran, generalmente, varias crecidas a lo largo del año hidrológico, que tienen lugar a principios de otoño, durante el invierno y en la época de primavera (Fig. 5.26A y B). En esta última estación (abril-mayo), sólo se producen variaciones significativas de caudal si las precipitaciones son abundantes (p.e. 152 mm, en abril de 2008). Los tiempos de respuesta de los manantiales son difíciles de precisar habida cuenta de la periodicidad de muestreo (a veces insuficiente) y de la intermitencia del registro, debido a las inundaciones de los puntos de descarga durante las crecidas del Río Turón.

Sin embargo, el hidrograma del manantial de Hierbabuena (M-14), permite observar agotamientos muy prolongados en el tiempo (Fig. 5.26B), con una duración variable entre 4 meses (aguas bajas de 2007/08) y medio año (estiaje de 2008/09).

5.2.3.2.1 Manantiales trop plein: Tp1-Hierbabuena (M-11) y Tp2-Hierbabuena (M-9)

Los hidrogramas de las dos surgencias *trop plein* muestran una morfología en dientes de sierra, que evidencia variaciones de caudal muy bruscas y de gran magnitud en cortos intervalos de tiempo (Fig. 5.26C y D). Así, por ejemplo, en la surgencia Tp1-Hierbabuena (M-11) se registró un caudal de 1.100 l/s en apenas 1 día (octubre de 2008), como respuesta a un episodio de precipitación de 51 mm precedido de varios períodos de lluvias (se registraron 227 mm antes del evento de recarga, entre septiembre y octubre).

Las crecidas más importantes se producen en la transición de aguas bajas a altas, generalmente a comienzos de otoño (octubre de 2008 y diciembre de 2009). No obstante, la magnitud de estas variaciones depende de la cuantía e intensidad de las precipitaciones que las generan y del estado hidrodinámico del acuífero previo al evento de recarga. En muchos casos, estas fuertes crecidas son de corta duración (abril de 2008, marzo de 2009 y enero y febrero de 2010; Fig. 5.26C), por lo que el caudal de la surgencia se agota rápidamente, casi

por completo, en cuestión de pocos días. Una vez se establece la decrecida en los manantiales permanentes (El Burgo y Hierbabuena), las surgencias estacionales dejan de funcionar: por lo general, primero lo hace Tp2-Hierbabuena, situada a mayor cota, y posteriormente Tp1- Hierbabuena.

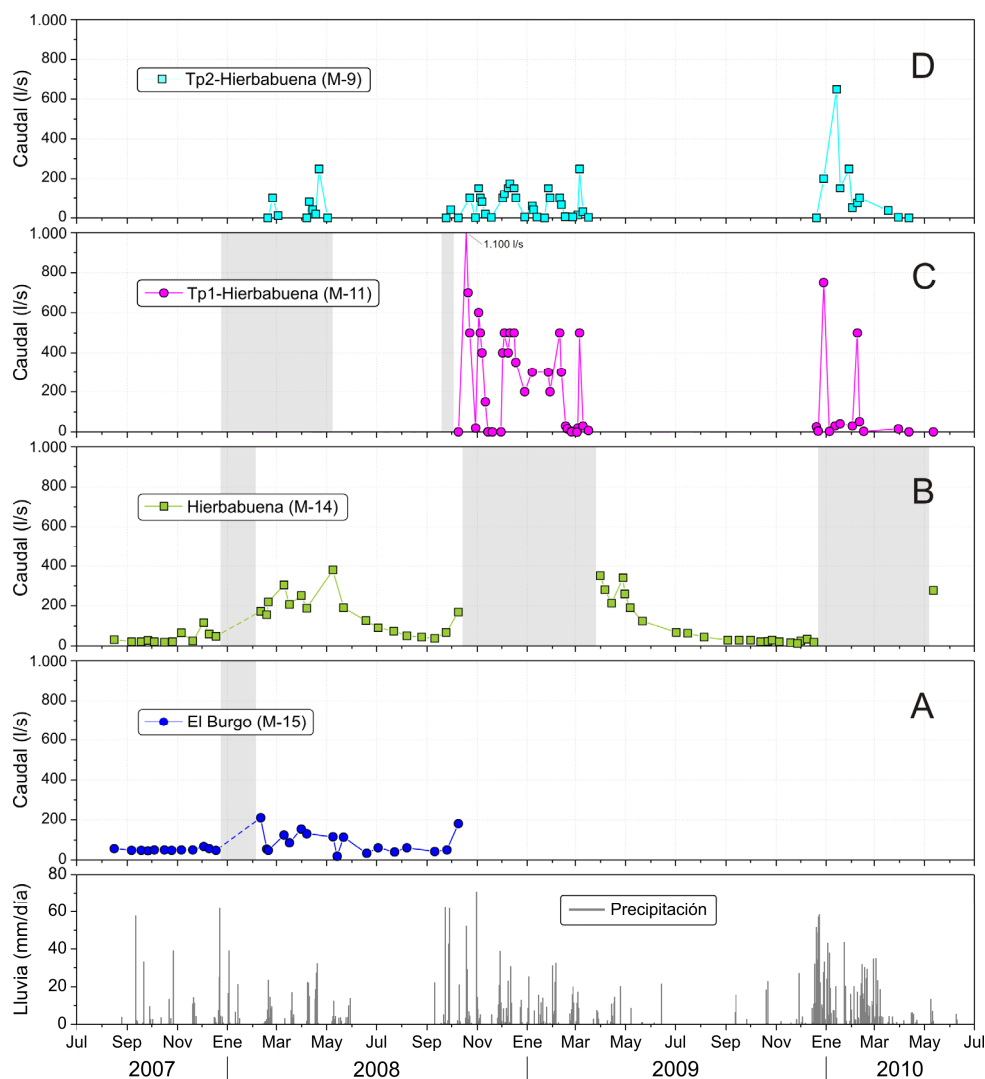


Figura 5.26. Hidrogramas de los manantiales que constituyen la descarga de Sierra Blanquilla hacia el Valle del Río Turón (período de investigación). Los espacios sombreados de gris indican los períodos de tiempo en los que los manantiales permanentes (A, B) estuvieron inundados y, en las surgencias *trop plein* (C, D), que no se hicieron medidas de caudal. El registro de precipitaciones diarias corresponde a la estación meteorológica de Añoreta (véase situación en la figura 5.22).

Se ha determinado el caudal de los manantiales permanentes a partir del cual se agotan las surgencias *trop plein*. Para ello, se han comparado los valores de caudal de los diferentes manantiales del Río Turón, permanentes y *trop pleins*, medidos el mismo día, con los caudales netos de descarga subterránea obtenidos a partir de aforos diferenciales en el río. Se estima que, por debajo de un valor de caudal próximo a 1.100 l/s, la descarga

subterránea neta se debe exclusivamente a las aportaciones de los manantiales permanentes: El Burgo y Hierbabuena.

5.2.3.2.3 Descarga subterránea neta hacia el Valle del Río Turón

La respuesta hidrodinámica conjunta de los manantiales (permanentes y de tipo *trop plein*) que drenan el borde S del acuífero de Sierra Blanquilla se ha determinado sustrayendo el caudal del Río Turón medido en la sección T1 al registrado en la sección T2 (Figs. 5.22 y 5.23B).

Los hidrogramas de los tres años hidrológicos que constituyen el período de investigación muestran variaciones de caudal rápidas, con picos muy marcados y puntiagudos, cuya magnitud depende de la cantidad, intensidad y distribución de las lluvias que las ocasionan (Fig. 5.27).

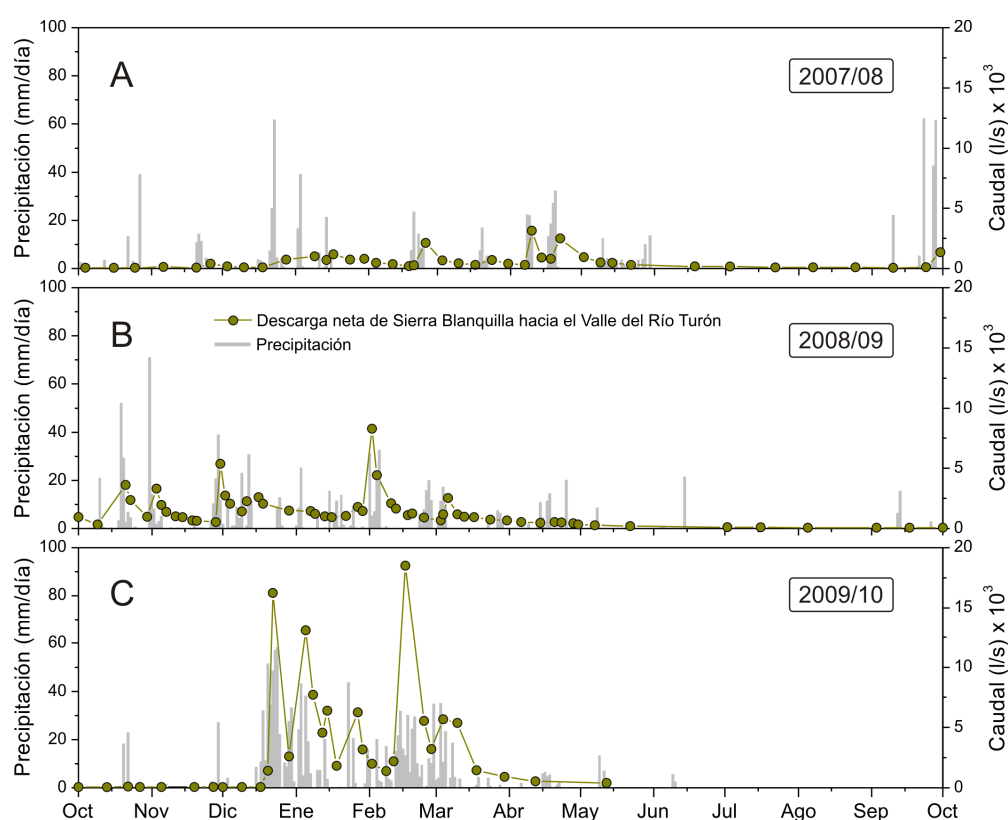


Figura 5.27. Hidrogramas de la descarga subterránea neta de Sierra Blanquilla hacia el Valle del Río Turón durante el período de investigación (años hidrológicos de 2007/08 a 2009/10).

En cada uno de los años considerados se registran, generalmente, de 2 a 3 crecidas importantes. En el año hidrológico 2007/08 (Fig. 5.27A), las variaciones de caudal más significativas se deben a las lluvias de primavera, que fueron más abundantes y

concentradas en el tiempo que en el resto de períodos lluviosos (otoño e invierno). Durante el año 2008/09 (Fig. 5.27B), cuando las lluvias fueron más abundantes y estuvieron más homogéneamente distribuidas en el tiempo, las crecidas más sustanciales se repartieron entre octubre, diciembre y febrero, de manera que la de este último mes fue la de magnitud más elevada. Por lo que respecta al año hidrológico 2009/10 (Fig. 5.27C), se produjeron las crecidas de mayor cuantía del período de investigación, que tuvieron lugar entre diciembre y marzo, período en el que se registró el 80 % de la precipitación total anual (véase apartado 3.3 de esta Memoria).

La magnitud de las crecidas está influenciada principalmente por la intensidad de las lluvias que las generan, aunque también por el estado hidrodinámico del acuífero previo a la recarga. Esto se observa claramente en el período más húmedo (diciembre a marzo) del año hidrológico 2009/10 (Fig. 5.27C), en el que registró la mayor crecida, con un caudal punta de 18.000 l/s. Dicha crecida tuvo lugar al final del período, cuando los niveles piezométricos en el acuífero estaban mucho más elevados, tras una lluvia de 122 mm, mientras que las dos crecidas anteriores, de inferior magnitud, se produjeron a partir de lluvias más abundantes, de 190 mm.

Los componentes del hidrograma -tiempos de respuesta y de crecida- estimados teniendo en cuenta la periodicidad de medida, son muy variables, aunque siempre de pocos días. Así, por ejemplo, durante la primera crecida hidrodinámica significativa del año 2009/10, a finales de diciembre (20/12/2009), las precipitaciones ocasionaron una variación de caudal de 66 a 1.435 l/s en apenas 2 días (Fig. 5.27C). Transcurridos 2 días más, las lluvias acaecidas generaron una nueva crecida de caudal, hasta alcanzar la punta (16.230 l/s el día 22/12/2009). En cambio, los agotamientos pueden prolongarse en el tiempo, entre 4 y 9 meses (años 2007/08 y 2008/09, respectivamente).

5.2.3.3 Análisis de las curvas de agotamiento del manantial de Hierbabuena (M-14)

Se han considerado los períodos correspondientes a los estiajes de los años hidrológicos 2007/08 y 2008/09, con objeto de analizar las curvas de agotamiento del manantial de Hierbabuena (M-14) mediante la metodología de Mangin (1970, 1975). Esta surgencia es, de las dos permanentes, la menos afectada (se inunda durante menos tiempo) por la influencia de los diques que laminan las crecidas del Río Turón (Fig. 5.23B).

Las dos curvas de agotamiento analizadas (Fig. 5.28A y C y Tab. 5.13) presentan una duración comprendida entre 111 días (2007/08) y 144 días (2008/09). Los coeficientes de agotamiento (α) calculados muestran una magnitud parecida, del orden de 10^{-2} días⁻¹. Estos

valores indican que el vaciado del acuífero se produce de forma rápida, probablemente debido a la existencia de una red de drenaje kárstico.

Manantial	Año hidrológico	D_a [días]	α [días ⁻¹]	V_d [hm ³]	V_t [hm ³]	k
Hierbabuena (M-14)	2007/08	111	1,44E-02	1,14	4,35	0,27
	2008/09	144	1,23E-02	0,88	6,09	0,14

Tabla 5.13. Resultados obtenidos a partir del análisis de las curvas de agotamiento del manantial de Hierbabuena (M-14) correspondientes a los años hidrológicos 2007/08 y 2008/09. Parámetros deducidos: duración del agotamiento, D_a ; coeficiente de agotamiento, α ; volumen dinámico, V_d ; volumen de tránsito, V_t ; y parámetro de Mangin (1970, 1975), k .

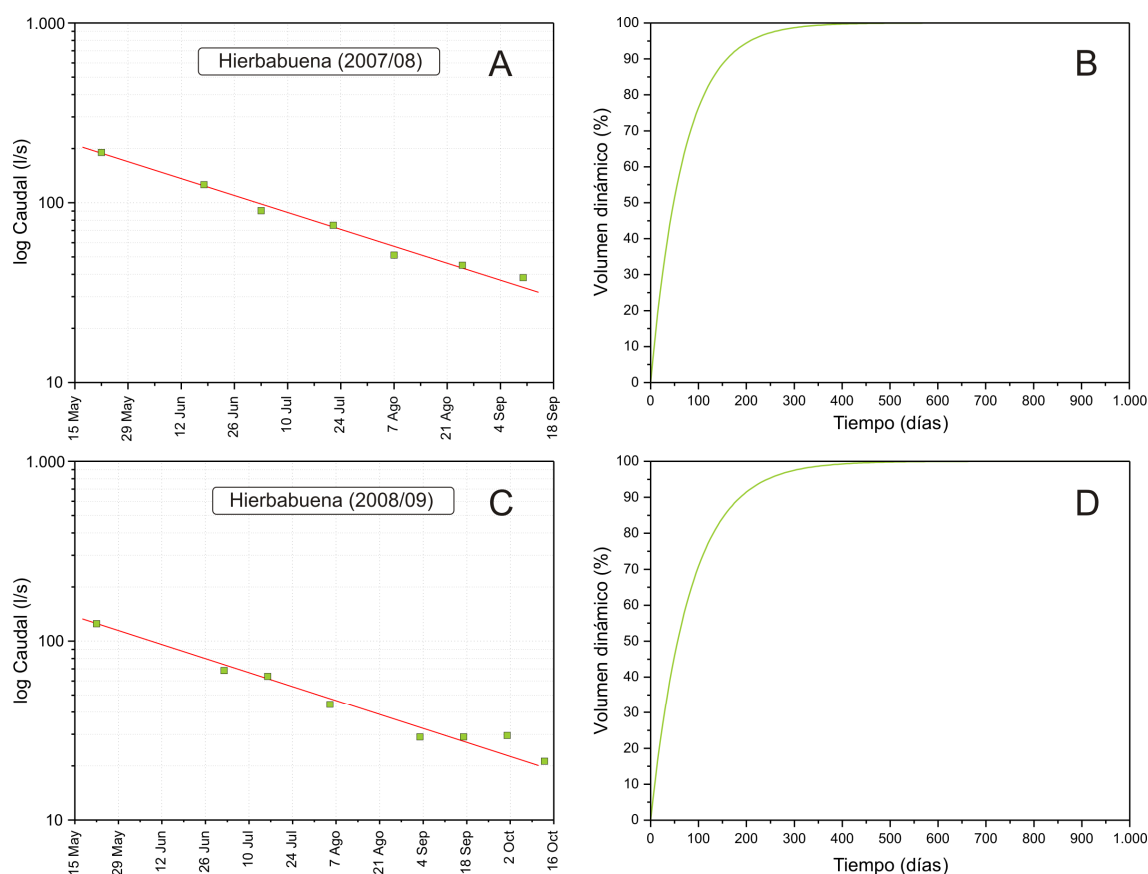


Figura 5.28. Curvas de agotamiento del manantial de Hierbabuena (M-14) correspondientes a los años hidrológicos 2007/08 y 2008/09 (A y C) y porcentaje de volumen dinámico drenado (B y D) en el supuesto caso de mantenerse las condiciones de agotamiento.

El volumen dinámico drenado por el manantial (Tab. 513) es mayor en el año hidrológico 2007/08 (1,14 hm³) que en 2008/09 (0,88 hm³). No obstante, conviene recordar que la surgencia estudiada se encuentra parcialmente regulada por un dique (Fig. 5.23B), por lo que los coeficientes de agotamiento obtenidos podrían ser aún mayores.

La representación del porcentaje de volumen dinámico frente al tiempo (Fig. 5.28B y D) indica que el vaciado de la zona saturada del acuífero se produce de forma rápida. Si las condiciones de agotamiento se mantuvieran a lo largo del tiempo, serían necesarios entre 50 (2007/08) y 60 días (2008/09) para drenar la mitad del volumen dinámico estimado. Estos valores ponen de manifiesto la baja capacidad de regulación natural del sistema, característica de acuíferos típicamente kársticos.

Los valores del parámetro k varían entre 0,14 y 0,27 (Tab. 5.13), en las curvas de agotamiento analizadas de los años hidrológicos 2008/09 y 2007/08, respectivamente. Según la metodología de Mangin (1970, 1975), estos valores son propios de sistemas de tipo kárstico.

5.2.3.4 Análisis de las curvas de recesión de la descarga de Sierra Blanquilla hacia el Valle del Río Turón

Se han seleccionado dos curvas de recesión, correspondientes a los años hidrológicos 2007/08 y 2008/09, obtenidas a partir de la serie de caudales netos de descarga subterránea determinados mediante aforos diferenciales en el Río Turón ($T2-T1$; Fig. 5.23). Los principales resultados que se desprenden del estudio de las curvas de recesión se recogen en la tabla 5.14 y se representan en la figura 5.29.

Manantial	Año hidrológico	D_d [días]	η [días ⁻¹]	ϵ [días ⁻¹]	i	D_a [días]	α [días ⁻¹]	V_d [hm ³]	V_t [hm ³]	k
Descarga subterránea hacia el Río Turón	2007/08	33	0,0303	0,0823	0,81	108	8,98E-03	2,72	4,13	0,66
	2008/09	43	0,0233	0,0304	0,90	93	6,11E-03	2,48	29,64	0,08

Tabla 5.14. Resultados obtenidos a partir del análisis de la curva de recesión de la descarga de Sierra Blanquilla hacia el Río Turón (años hidrológicos 2007/08 y 2008/09). Parámetros deducidos: duración de la decrecida, D_d ; coeficiente de velocidad de infiltración, η ; coeficiente de heterogeneidad, ϵ ; parámetros de Mangin (1970, 1975), i y k ; duración del agotamiento, D_a ; coeficiente de agotamiento, α ; volumen dinámico, V_d ; y volumen de tránsito, V_t .

Los tiempos de decrecida estimados son de 33 días, en la curva de recesión de 2007/08, y 43 días, en la de 2008/09 (Tab. 5.14). Los coeficientes de velocidad de infiltración (η) y heterogeneidad (ϵ) están comprendidos entre 0,0303 y 0,0823 días⁻¹ (2007/08) y 0,0233 y 0,0304 días⁻¹ (2008/09), respectivamente. Estos datos reflejan una transferencia relativamente rápida de los volúmenes de agua a través de la zona no saturada del acuífero, que resulta algo más lenta en la decrecida de 2008/09. La concavidad de la función y (Fig. 5.29B y D) es más marcada en la curva del año 2007/08, lo que pone de

manifiesto que la disminución de los caudales se llevó a cabo de forma rápida, particularmente en este último caso.

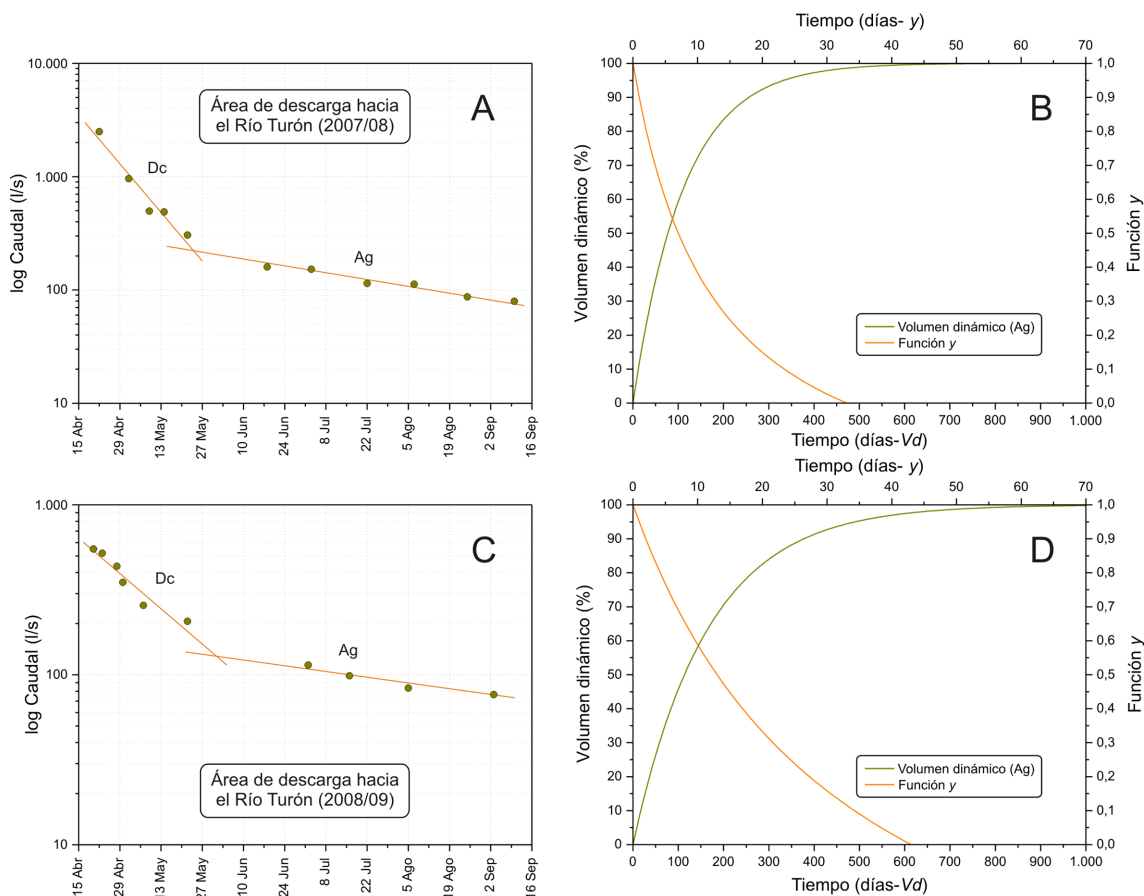


Figura 5.29. Curvas de decrecida (Dc) y agotamiento (Ag) de la descarga de Sierra Blanquilla hacia el Río Turón (A y C) y gráficos de la función y y porcentaje de volumen dinámico (B y D) en el supuesto caso de mantenerse las condiciones de agotamiento.

Los valores del parámetro i (Tab. 5.14) varían entre 0,81 (2007/08) y 0,90 (2008/09). Según Mangin (1970,1975), el sistema se clasificaría como complejo y de grandes dimensiones. Esta diferencia en los valores del parámetro i podría estar condicionada por las marcadas diferencias climatológicas existentes entre los dos años hidrológicos considerados (mayor pluviometría en el año hidrológico 2008/09), con la activación de zonas del acuífero (saturación de elementos de la red kárstica) que entran normalmente en funcionamiento a partir de un umbral hidráulico determinado. La existencia de diques de regulación de avenidas en las inmediaciones de los principales manantiales podría modificar el régimen de descarga y, por tanto, influir en dicha diferencia.

Las dos curvas de recesión presentan períodos de agotamiento, de 93 días de duración en la curva del año 2008/09 y de 108 días en la de 2007/08, y coeficientes (α) parecidos, en ambos casos próximos a 10^{-2} días⁻¹ (Tab. 5.14). Los volúmenes dinámicos

drenados en dichos períodos también son muy similares: 2,48 hm³ en el agotamiento del año 2008/09 y 2,72 hm³ en el de 2007/08. En cambio, el volumen de tránsito del año 2008/09 (29,64 hm³) supera ampliamente el del año hidrológico anterior (4,13 hm³). Todo lo anterior indica que el volumen saturado del acuífero debe drenarse de forma relativamente rápida.

En condiciones de agotamiento (Fig. 5.29C y D), el 50 % del volumen dinámico (**Vd**) se drenaría en un período de tiempo comprendido entre 80 días (2007/08) y 115 días (2008/09), lo que revela una escasa capacidad reguladora del acuífero.

Los valores obtenidos del parámetro **k** (**Vd/Vt**) se sitúan entre 0,08 y 0,66 (Tab. 5.14), por lo que, atendiendo a los criterios de Mangin (1970, 1975), se trataría de un sistema de tipo kárstico y/o de tipo poroso. Esta diferencia en la clasificación de acuíferos carbonáticos podría atribuirse la existencia de diques a lo largo del Río Turón, localizados aguas abajo de los principales manantiales, que parecen condicionar la descarga de aguas subterráneas de Sierra Blanquilla y la escorrentía superficial.

En el gráfico de la figura 5.30, en el que se representan conjuntamente los parámetros de Mangin (1975), se observa cómo los puntos obtenidos se incluyen en los dominios **IV** (curva de recesión de 2008/09) y **V** (2007/08). Estos campos caracterizan a sistemas complejos y poco o nada karstificados, respectivamente.

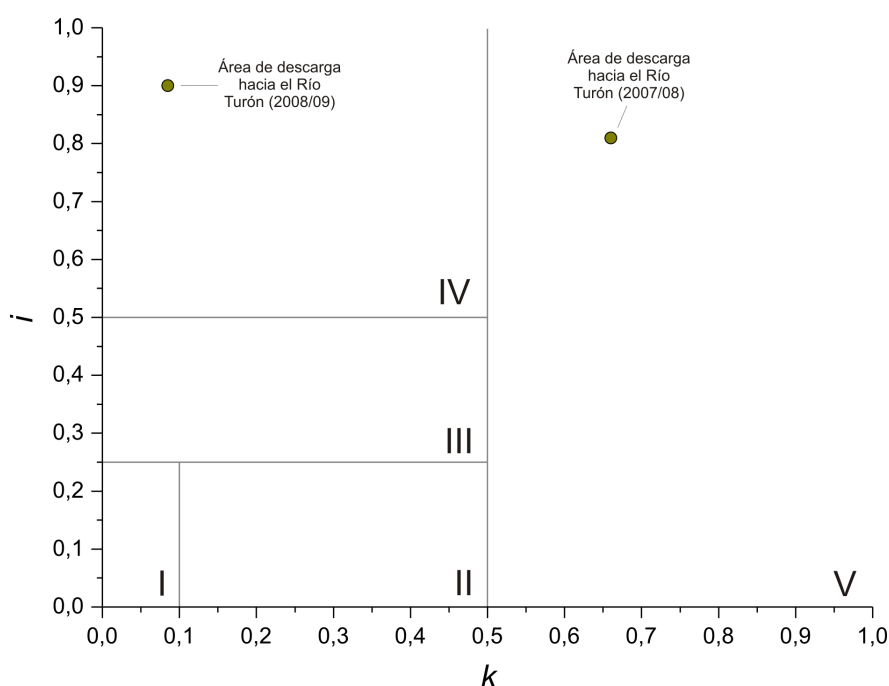


Figura 5.30. Gráfico **i-k** propuesto por Mangin (1970, 1975) para el estudio de acuíferos kársticos, en el que se representan los valores obtenidos a partir del análisis de las curvas de recesión de la descarga de Sierra Blanquilla hacia el Valle del Río Turón, en los años hidrológicos 2007/08 y 2008/09.

5.2.4. Hidrotermia

El registro hidrotérmico disponible se ha obtenido a partir de las medidas puntuales de temperatura del agua de los principales manantiales de Sierra Blanquilla, en especial de los que constituyen el área de descarga hacia el Río Turón, así como del registro (continuo) horario de este parámetro físico en la surgencia de El Burgo (M-15). También se ha medido la temperatura de las aguas superficiales del Río Turón, aguas arriba (*T1*) y aguas abajo (*T2*) de los 4 manantiales principales (Figs. 5.22 y 5.23B).

La temperatura media de las aguas subterráneas durante el período de investigación (Tab. 5.15) varía entre 13,4 °C, en el manantial de Tp1-Hierbabuena (M-11), y 14,8 °C, en el de Hidalgo (M-3). En dichas surgencias se registraron también los valores puntuales mínimos (Tp1-Hierbabuena) y máximos (Hidalgo) de temperatura: 11,5 °C (14/01/2008) y 16,2 °C (07/08/2008), respectivamente.

Las aguas de los manantiales permanentes, El Burgo (M-15) y Hierbabuena (M-14), muestran un valor medio de temperatura similar, en torno a 14,5 °C (Tab. 5.15), mientras que las de las surgencias de Tp1-Hierbabuena (M-11) y de Tp2-Hierbabuena (M-9) presentan valores medios de temperatura de 13,4 y 14,6 °C, respectivamente. Los coeficientes de variación de este mismo parámetro están comprendidos entre 2 (Tp2-Hierbabuena) y 7 % (Tp1-Hierbabuena).

En las aguas de las surgencias de El Burgo y de Tp1-Hierbabuena se registran los valores mínimos de temperatura de, al menos, 1 °C por debajo de los del resto de manantiales (Tab. 5.15), cuyas cotas de surgencia son parecidas. El valor de amplitud térmica para sendos manantiales es de 3,8 °C, mientras que los coeficientes de variación de la temperatura de las aguas son los más altos de todos los manantiales considerados (junto con el de Hidalgo) y varían entre 6 % (El Burgo) y 7 % (Tp1-Hierbabuena).

La figura 5.31 muestra las variaciones de temperatura de las aguas drenadas por los manantiales de Sierra Blanquilla que drenan hacia el Río Turón y del caudal neto de descarga subterránea de la sierra, así como la distribución de la precipitación y temperatura del aire registradas en la estación meteorológica de Añoreta durante el período de estudio.

La evolución de la temperatura de las aguas drenadas por los manantiales está claramente influenciada por las fluctuaciones de la temperatura ambiental (Fig. 5.31) y, a excepción de la surgencia de Tp2-Hierbabuena (M-9), muestra una clara variación estacional, de acuerdo con la temperatura ambiente.

En el manantial de El Burgo (M-15), la temperatura del agua es algo más elevada que en el de Hierbabuena (M-14), sobre todo en estiaje, época en la que se dispone de un registro

más completo de este último (Fig. 5.31). A pesar de esta diferencia, la temperatura del agua de ambas surgencias permanentes varía casi de forma simultánea.

Denominación (Referencia)	Cota [m s.n.m.]	Período de registro	Tipo de registro	Nº de medidas	Tmáx. [°C]	Tmed. [°C]	Tmín. [°C]	Amplitud [°C]	cv [%]
Hidalga (M-3)	855	feb-08 a dic-09	P	6	16,2	14,8	14	2,2	6
		19-24/02/2010	C	37	14,9	14,3	13,3	1,6	3
Tp2-Hierbabuena (M-9)	670	dic-07 a mar-10	P	49	15	14,6	13,3	1,7	2
Tp1-Hierbabuena (M-11)	655	dic-07 a may-10	P	64	15,3	13,4	11,5	3,8	7
Hierbabuena * (M-14)	645	ago-07 a may-10	P	61	15,2	14,5	13,5	1,7	3
El Burgo (M-15)	600	ago-07 a may-10	P	138	15,9	14,4	12,7	3,2	6
		nov-07 a jun-10	C	19.032	15,9	14,6	12,1	3,8	5
Chaparrillal (M-18)	775	06/03/2009	P	1	13,4	-	13,4	-	-
Rabadán (M-19)	710	06/03/2009	P	1	13,2	-	13,2	-	-

Tabla 5.15. Principales parámetros estadísticos (valores máximo **Tmáx.**, promedio **Tmed.**, mínimo **Tmín.**, **amplitud** y coeficiente de variación -en %, **cv**) de los datos de temperatura de las aguas drenadas por las principales surgencias de Sierra Blanquilla durante el período de investigación. La serie de datos puede ser puntual (P) o continua (C). (*) Registro representativo sólo de condiciones hidrodinámicas de aguas intermedias-bajas.

De la temperatura del agua del manantial de Tp2-Hierbabuena (ubicado a mayor cota), más elevada que la del resto de surgencias en condiciones de aguas altas (enero a mayo de 2008, noviembre de 2008 a marzo de 2009 y diciembre de 2009 a marzo de 2010; Fig. 5.31) y del mínimo coeficiente de variación de este parámetro (2 %; Tab. 5.15), se deduce que el manantial *trop plein* debe drenar aguas almacenadas en el acuífero durante mayor tiempo, probablemente de zonas algo más profundas.

La oscilación estacional de la temperatura del agua se interrumpe bruscamente durante los períodos de recarga (Fig. 5.31), tanto más cuanto mayor y más rápida es la mezcla de las aguas de reciente infiltración con el volumen de agua almacenado en el acuífero. Por lo tanto, las evoluciones de la temperatura de las aguas de manantial parecen responder también a la señal de infiltración en el acuífero.

En detalle, cada evento de precipitación tiene asociado pequeños descensos de temperatura de las aguas, de varias décimas de °C, aunque rápidamente retornan al valor previo a la recarga (Fig. 5.31). Las aguas de recarga alcanzarían el equilibrio con la temperatura ambiental (más baja durante los períodos de recarga) en el conjunto suelo-epikarst-zona no saturada del acuífero (Jeannin, 1990), antes de ser movilizadas rápidamente hacia el manantial, como consecuencia de la transferencia de presión hidráulica ejercida por cada nuevo volumen de agua infiltrada.

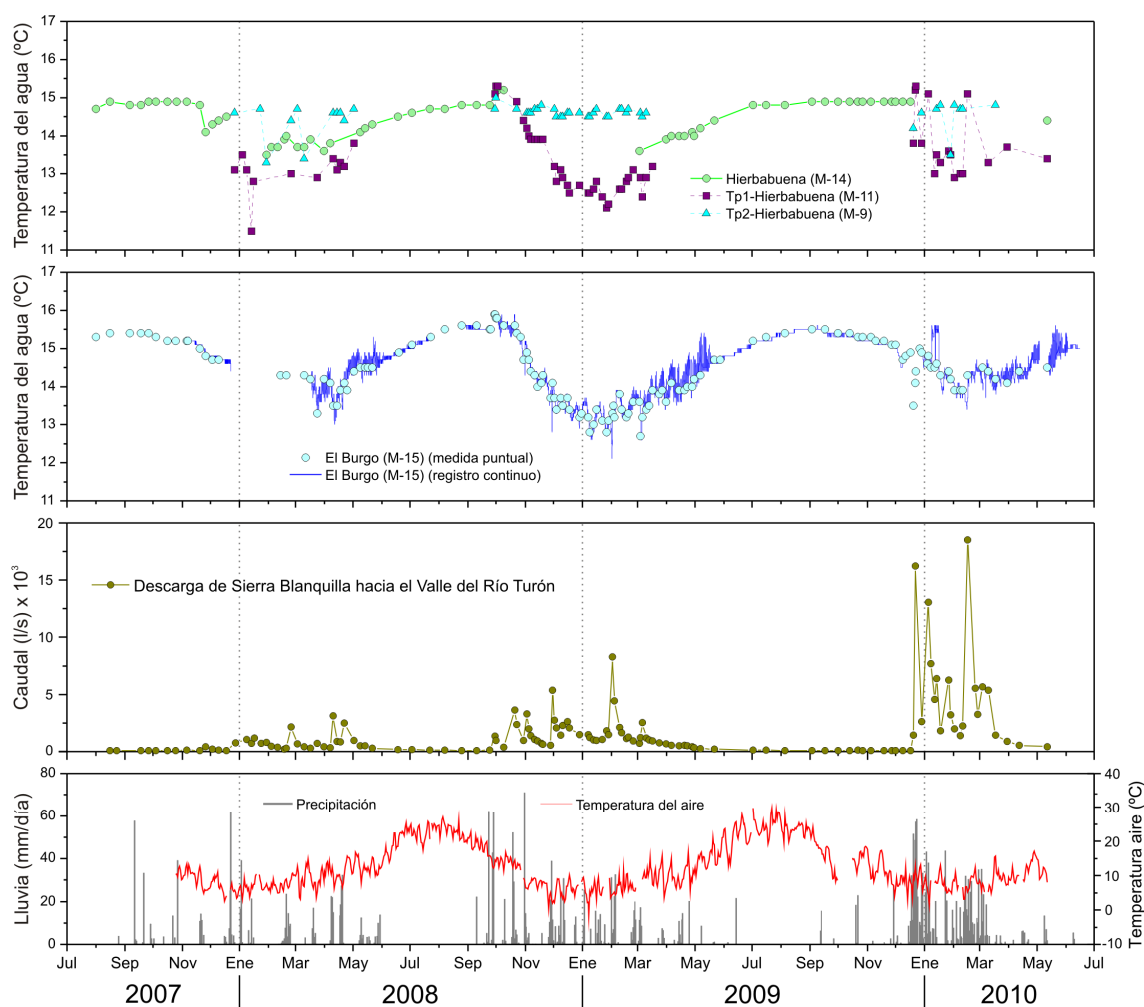


Figura 5.31. Evolución de la temperatura del agua subterránea drenada por los principales manantiales del acuífero de Sierra Blanca durante el período de investigación (2007-2010). El registro de precipitación y de temperatura del aire corresponde a la estación meteorológica de Añoreta.

En la parte central del acuífero de Sierra Blanca, las características térmicas de las aguas de los principales manantiales ponen de manifiesto una organización variable del drenaje kárstico. Así, los sectores acuíferos drenados por los manantiales de El Burgo (M-15) y de Tp1-Hierbabuena (M-11) parecen mostrar un elevado desarrollo de la karstificación, con un sistema de conductos kársticos altamente transmisivos. En cambio, el funcionamiento hidrotérmico de la surgencia de Tp2-Hierbabuena (M-9) denota una mayor inercia en las variaciones de temperatura de sus aguas, probablemente porque drena aguas almacenadas en el acuífero, previamente equilibradas con la temperatura de la roca.

No obstante, cabe señalar que las presas construidas en las cercanías de los manantiales permanentes, que elevan de forma artificial el nivel piezométrico en las zonas de descarga, así como la inundación parcial de las surgencias de tipo *trop plein*, a causa de las continuas crecidas del Río Turón, podrían favorecer la interacción de las aguas superficiales

con las aguas subterráneas en determinados tramos del cauce (Fig. 5.24C y D), por lo que el registro hidrotérmico se vería afectado en cierta medida (disminuye la temperatura del agua subterránea).

5.2.5 Hidroquímica

5.2.5.1 Composición química de las aguas. Distribución espacial

Los principales resultados obtenidos a partir de las investigaciones hidrogeoquímicas llevadas a cabo en Sierra Blanquilla se han publicado en varios artículos, revistas y libros científicos, entre los que cabe destacar los trabajos de Barberá y Andreo (2008 y 2012; este último adjunto en el anexo 4 de esta Memoria).

Las aguas del acuífero presentan facies hidroquímica bicarbonatada-cálcica (Fig. 5.32), salvo en el manantial de Hidalgo (M-3), cuyas aguas muestran facies de tipo bicarbonatada-sulfatada cálcica. La naturaleza carbonática de las formaciones acuíferas jurásicas (calizas y dolomías) condiciona el tipo de facies carbonatada predominante. En cambio, las facies sulfatadas se deben a los materiales evaporíticos triásicos del sustrato acuífero (yeso y anhidrita).

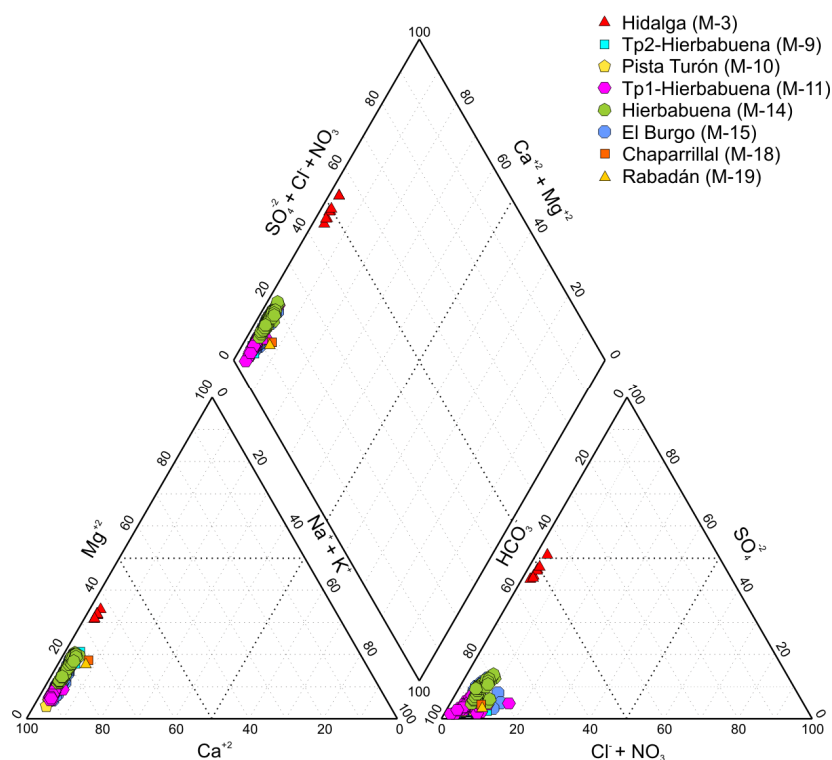


Figura 5.32. Diagrama de Piper en el que se representa la composición química de las aguas subterráneas del acuífero de Sierra Blanquilla durante el período de investigación.

Las aguas drenadas por los manantiales presentan una composición química similar y, en general, una mineralización muy débil (Tab. 5.16), a excepción de las del manantial Hidalgo. Los valores medios de conductividad eléctrica (CE) están comprendidos entre 291 $\mu\text{S}/\text{cm}$, en la surgencia denominada Pista Turón (M-10), y 763 $\mu\text{S}/\text{cm}$, en el manantial de Hidalgo. El valor promedio de la CE de todas las aguas es 377 $\mu\text{S}/\text{cm}$. El coeficiente de variación de este parámetro es relativamente bajo, 3-6 % (Tab. 5.16). Según la interpretación clásica de la mineralización de las aguas (Shuster y White, 1971), los acuíferos estudiados tendrían un funcionamiento hidrogeológico de tipo difuso. No obstante, esta apreciación preliminar debe ser tomada con cierta cautela hasta que sea contrastada con el resto de métodos de investigación de acuíferos kársticos.

En el área de descarga hacia el Río Turón, los mayores valores medios de alcalinidad (TAC) y los contenidos medios de Ca^{+2} se registran en las aguas del manantial de El Burgo (M-15) (Tab. 5.16), mientras que las mayores concentraciones de Mg^{+2} , por término medio, se detectan en la surgencia de Tp2-Hierbabuena (M-9). Estos componentes hidroquímicos proceden fundamentalmente de la disolución de los minerales de origen carbonático que constituyen las rocas acuíferas: calcita y dolomita. La disolución de calcita aporta la mayor proporción de TAC y Ca^{+2} en las aguas y la disolución dolomita, además de los dos anteriores, proporciona los contenidos de Mg^{+2} . La diferencia entre las concentraciones de Ca^{+2} y Mg^{+2} en las aguas se debe a dos factores principales (Langmuir, 1971; Plummer *et al.*, 1979; Busenberg y Plummer, 1982; Palmer y Cherry, 1984; Appelo *et al.*, 1984; White, 1988; Parkhurst y Appelo, 1999): a la mayor disponibilidad de calcita frente a dolomita, dada la mayor extensión de afloramientos calizos, y a las diferencias en la cinética de disolución de ambas especies minerales, más rápida en el caso de la calcita ($-\log K_{\text{calcita}}$: 8.48) que en la dolomita ($-\log K_{\text{dolomita}}$: 16.54).

Exceptuando el manantial de Hidalgo, los valores medios más elevados de Na^+ y Cl^- se detectan en las aguas del manantial de El Burgo y los de SO_4^{-2} en el de Hierbabuena (Tab. 5.16). Las concentraciones medias de K^+ son similares en todas las aguas drenadas por las surgencias del Río Turón. Los contenidos de Cl^- , junto con los de Na^+ , proceden de la reconcentración por evaporación de las aguas de recarga en las zonas más superficiales del acuífero (Schöeller, 1962), especialmente en el suelo y el epikarst. Las concentraciones más elevadas de SO_4^{-2} se deben a la disolución de anhidrita y yeso, que se hallan diseminados en las arcillas con evaporitas triásicas, en la base del acuífero carbonático jurásico de Sierra Blanquilla.

Punto (Ref.)		CE	Temp	pH	COT	TAC	F ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻²	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	logPCO ₂	IS _{CAL}	IS _{DOL}
		[μS/cm]	[°C]		[mg/l]												
Hidalga (M-3)	n	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7
	mín	732	14,0	7,3	0,14	307	0,3	7,7	0,1	193,1	5,6	0,9	123,8	38,2	-2,47	0,16	-0,51
	máx	793	16,2	7,9	1,51	318	0,4	10,0	3,9	267,9	7,2	2,0	161,6	46,3	-1,93	0,72	0,68
	med	763	14,7	7,5	0,36	312	0,3	8,5	2,3	222,0	6,2	1,4	138,5	41,6	-2,12	0,37	-0,07
	cv	3	5	3	140	1	13	9	48	11	8	25	9	6	9	53	625
Tp2-Hierbabuena (M-9)	n	48	48	48	48	48	48	48	48	48	48	48	48	48	48	48	48
	mín	271	13,3	7,5	0,23	186	0,0	2,4	1,4	2,5	2,3	0,1	52,4	6,1	-2,61	-0,06	-1,25
	máx	334	15,0	7,8	0,78	224	0,1	6,9	13,5	6,2	3,8	1,2	72,1	10,8	-2,23	0,33	-0,41
	med	309	14,5	7,6	0,37	205	0,0	4,4	4,7	4,0	2,7	0,4	63,5	8,3	-2,43	0,15	-0,86
	cv	5	2	1	30	6	16	25	48	18	12	57	8	13	4	64	22
Pista Turón (M-10)	n	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
	mín	283	13,7	7,2	0,61	186	0,1	2,4	1,8	3,5	2,5	0,3	64,1	1,8	-2,36	-0,38	-2,40
	máx	298	15,1	7,5	0,89	203	0,1	5,0	6,5	4,4	2,9	0,4	68,9	2,9	-2,05	0,06	-1,66
	med	291	14,3	7,4	0,76	192	0,1	3,5	4,1	3,9	2,7	0,4	66,2	2,3	-2,25	-0,10	-1,93
	cv	3	5	3	19	5	7	39	58	13	9	22	4	22	8	243	21
Tp1-Hierbabuena (M-11)	n	62	62	62	62	62	62	62	62	62	62	62	62	62	62	62	62
	mín	268	11,5	7,3	0,27	157	0,0	1,7	0,3	2,2	2,2	0,2	54,9	2,5	-3,20	-0,20	-1,95
	máx	348	15,3	8,4	1,51	212	0,1	7,4	27,7	11,3	4,0	0,8	77,9	5,2	-2,13	0,75	-0,05
	med	293	13,3	7,6	0,62	188	0,1	3,9	4,9	7,0	2,6	0,4	65,6	3,8	-2,45	0,08	-1,41
	cv	6	6	2	35	6	17	27	76	30	12	40	8	16	7	224	22
Hierbabuena (M-14)	n	61	61	61	61	61	61	61	61	61	61	61	61	61	61	61	61
	mín	286	13,5	7,3	0,13	162	0,1	2,8	4,5	8,1	2,1	0,2	55,5	5,0	-2,69	-0,36	-1,84
	máx	335	15,2	7,9	0,87	204	0,1	6,5	12,7	26,0	3,6	0,8	69,2	9,7	-2,10	0,31	-0,53
	med	305	14,5	7,5	0,29	185	0,1	4,0	6,8	16,2	2,5	0,4	61,7	7,7	-2,38	-0,01	-1,21
	cv	3	3	2	46	4	12	18	22	26	12	30	4	20	6	1542	24
El Burgo (M-15)	n	132	132	132	132	132	132	132	132	132	132	132	132	132	132	132	132
	mín	304	12,7	7,1	0,15	184	0,0	3,2	0,8	4,2	2,3	0,2	56,2	3,0	-2,75	-0,44	-2,02
	máx	387	15,9	7,9	1,44	245	0,1	7,9	21,2	24,4	4,1	0,9	88,3	9,7	-1,97	0,43	-0,43
	med	330	14,4	7,5	0,55	208	0,1	5,1	5,0	11,4	2,9	0,4	70,1	6,6	-2,32	0,06	-1,19
	cv	5	6	2	51	6	13	20	56	49	13	32	9	24	7	301	28
Chaparr. (M-18)		370	13,2	7,4	0,69	235	0,04	9,11	11,32	7,40	6,88	0,62	67,46	9,72	-2,12	-0,10	-1,32
Rabadán (M-19)		355	13,4	7,5	0,45	222	0,03	6,99	12,21	6,16	6,57	0,52	65,55	8,34	-2,29	0,05	-1,09

Tabla 5.16. Valores estadísticos principales (número de medidas/determinaciones, **n**; valor mínimo, **mín**; valor máximo, **máx**; valor medio, **med**; y coeficiente de variación, **cv**, expresado en %) de los parámetros físico-químicos y de los componentes químicos de las aguas recogidas en las surgencias del acuífero de Sierra Blanquilla.

Los contenidos medios de COT en las aguas (Tab. 5.16) están comprendidos entre 0,29, en el manantial de Hierbabuena, y 0,76 mg/l, en el de Pista Turón. Estos valores son generalmente bajos si se comparan con los registrados en otros acuíferos kársticos situados en contextos hidroclimáticos más húmedos (Baker *et al.*, 1997; Emblanch *et al.*, 1998; Batiot *et al.*, 2003a; Perrin *et al.*, 2003; Ravbar *et al.*, 2012). En el área de estudio existe un bajo desarrollo de la cobertura edáfica sobre los acuíferos y escasa producción de materia orgánica en el suelo, lo que condiciona los valores bajos de COT de las aguas.

Las concentraciones medias de NO₃⁻, generalmente bajas, varían entre 4,1 mg/l, en el manantial denominado Pista Turón, y 6,8 mg/l, en el de Hierbabuena (Tab. 5.16). El origen de este componente químico parece ser doble. Los contenidos más bajos, son el resultado de diferentes procesos biogeoquímicos que tienen lugar en el suelo, tales como la fijación del nitrógeno atmosférico, la actividad microbológica y la concentración por evaporación (Aiken *et al.*, 1985; Hayes *et al.*, 1989; Brady y Weil, 2002; Sapek, 2005). Las concentraciones más elevadas podrían estar relacionadas con actividades potencialmente contaminantes:

agricultura y/o ganadería. En este sentido, cabe resaltar la existencia de actividad ganadera en Sierra Blanquilla (Valle de Lifa, Fig. 5.22), cuyos desechos podrían lixivarse hacia los cauces principales (Arroyo de Buenavista y Río Turón) de la red hidrográfica superficial e interactuar con las aguas subterráneas.

Las aguas del sistema se encuentran generalmente en equilibrio con respecto a la calcita, salvo las de la surgencia Tp2-Hierbabuena (M-9), que están algo saturadas o sobresaturadas en este mineral (Tab. 5.16). Además, todas las aguas de manantial están subsaturadas con respecto a la dolomita.

Los valores medios de la presión parcial de CO_2 ($\log\text{PCO}_2$), relativamente similares entre las aguas drenadas por las surgencias, están comprendidos entre -2,25 (Pista Turón, M-10), y -2,45 (Tp1-Hierbabuena, M-11) (Tab. 5.16). El aumento de $\log\text{PCO}_2$ de las aguas con respecto a los valores atmosféricos está asociado, generalmente, con la disolución de CO_2 del suelo por las aguas de infiltración (White, 1988; Drever, 1997; Parkhurst y Appelo, 1999).

Se han efectuado dos análisis de componentes principales (ACP), con el propósito de determinar los procesos hidrogeoquímicos que controlan la mineralización y la composición química de las aguas del acuífero de Sierra Blanquilla. En sendos análisis (Tab. 5.17 y Fig. 5.33) se han considerado un total de 15 variables hidroquímicas: CE, temperatura, alcalinidad, COT, F^- , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , Na^+ , K^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} , $\log\text{PCO}_2$, IS_{CAL} e IS_{DOL} . En el primer análisis estadístico (Fig. 5.33A y B) se han incluido todos los puntos de agua de la tabla 5.17 y las 315 muestras analizadas, mientras que en el segundo (Fig. 5.33C y D) no se han considerado las muestras de agua del manantial de Hidalgo (M-3).

De la matriz de correlación resultante del análisis global (Tab. 5.17A) se deduce que la mineralización de las aguas subterráneas está condicionada fundamentalmente por los contenidos de SO_4^{2-} , Ca^{+2} y Mg^{+2} y los valores de TAC. Entre las variables que apenas presentan correlación estadística con la CE se encuentran COT (mínima correlación positiva) y NO_3^- (correlación negativa).

Los tres factores principales expresan el 76 % de la varianza total. El factor 1 (47,6 %) agrupa la mayoría de las variables consideradas (CE , SO_4^{2-} , Ca^{+2} , Mg^{+2} , F^- , TAC, Na^+ , Cl^- y K^+) relacionadas con la mineralización del agua (Fig. 5.33A). Por su parte, el factor 2 (16,8 %), está definido por la oposición entre los parámetros del sistema calcocarbónico, índices de saturación de calcita y dolomita (parte positiva del eje) y presión parcial del CO_2 (en la parte negativa), que controlan los procesos de disolución/precipitación de calcita y dolomita. El factor 3 (11,7 %), no representado en la figura 5.33, da cuenta de las variables COT y NO_3^- y, en menor medida, de la temperatura del agua.

	CE	Temp	COT	TAC	F ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻²	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	logPCO ₂	IS _{CAL}	IS _{DOL}
CE	1														
Temp	0,200	1													
COT	0,041	-0,160	1												
TAC	0,867	0,170	0,245	1											
F ⁻	0,877	0,112	-0,057	0,619	1										
Cl ⁻	0,623	0,149	0,435	0,720	0,433	1									
NO ₃ ⁻	-0,080	0,293	0,138	-0,167	-0,093	0,273	1								
SO ₄ ⁻²	0,935	0,145	-0,175	0,674	0,939	0,424	-0,092	1							
Na ⁺	0,778	0,019	0,198	0,784	0,646	0,704	-0,024	0,662	1						
K ⁺	0,669	-0,004	0,055	0,516	0,594	0,383	-0,007	0,659	0,504	1					
Ca ⁺²	0,925	0,072	0,247	0,885	0,815	0,702	-0,094	0,826	0,774	0,641	1				
Mg ⁺²	0,916	0,314	-0,278	0,706	0,831	0,421	-0,059	0,948	0,652	0,622	0,756	1			
logPCO ₂	0,352	0,314	0,081	0,391	0,249	0,295	0,156	0,251	0,318	0,248	0,360	0,293	1		
IS _{CAL}	0,231	-0,147	0,157	0,305	0,158	0,249	-0,228	0,178	0,215	0,096	0,272	0,153	-0,743	1	
IS _{DOL}	0,425	0,127	-0,166	0,417	0,272	0,261	-0,153	0,399	0,297	0,226	0,320	0,488	-0,543	0,844	1

A

	CE	Temp	COT	TAC	F ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻²	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	logPCO ₂	IS _{CAL}	IS _{DOL}
CE	1														
Temp	0,379	1													
COT	0,401	-0,157	1												
TAC	0,820	0,156	0,459	1											
F ⁻	0,026	0,094	0,076	-0,218	1										
Cl ⁻	0,721	0,129	0,559	0,644	0,023	1									
NO ₃ ⁻	0,222	0,315	0,148	-0,081	0,118	0,387	1								
SO ₄ ⁻²	0,055	0,361	-0,534	-0,351	0,467	-0,169	0,302	1							
Na ⁺	0,514	-0,056	0,382	0,564	-0,035	0,604	0,114	-0,274	1						
K ⁺	0,169	-0,081	0,084	0,055	-0,027	0,129	0,144	0,063	0,071	1					
Ca ⁺²	0,723	-0,002	0,679	0,766	0,085	0,691	0,066	-0,298	0,455	0,190	1				
Mg ⁺²	0,285	0,645	-0,577	0,098	-0,215	-0,013	0,223	0,516	-0,022	0,018	-0,266	1			
logPCO ₂	0,494	0,306	0,122	0,357	0,119	0,220	0,194	0,164	0,229	0,150	0,327	0,242	1		
IS _{CAL}	-0,033	-0,177	0,175	0,180	-0,193	0,168	-0,196	-0,353	0,069	-0,107	0,153	-0,222	-0,842	1	
IS _{DOL}	0,070	0,103	-0,175	0,167	-0,347	0,095	-0,094	-0,059	0,010	-0,092	-0,066	0,292	-0,714	0,837	1

B

Tabla 5.17. Matrices de correlación de los dos ACP efectuados (A: con todas las muestras; B: exceptuando las aguas del manantial de Hidalgo, M-3) con la información hidroquímica de las aguas muestreadas en los principales manantiales de Sierra Blanquilla durante el período de investigación.

En el espacio de las unidades estadísticas (Fig. 5.33B), se observa una clara agrupación de las muestras en dos conjuntos, influenciada por la mayor mineralización y las elevadas concentraciones de casi todos los componentes hidroquímicos en las aguas del manantial de Hidalgo, que se distribuyen en la parte positiva del factor 1. El grupo de muestras situado en la parte izquierda del mismo eje, engloba al resto de muestras de agua del acuífero, en particular las de los manantiales del Río Turón, que se caracterizan por un menor grado de mineralización, valores mínimos de TAC, menores contenidos de Ca⁺², SO₄⁻², Mg⁺², Na⁺, Cl⁻, K⁺ y F⁻ y mayores concentraciones de COT.

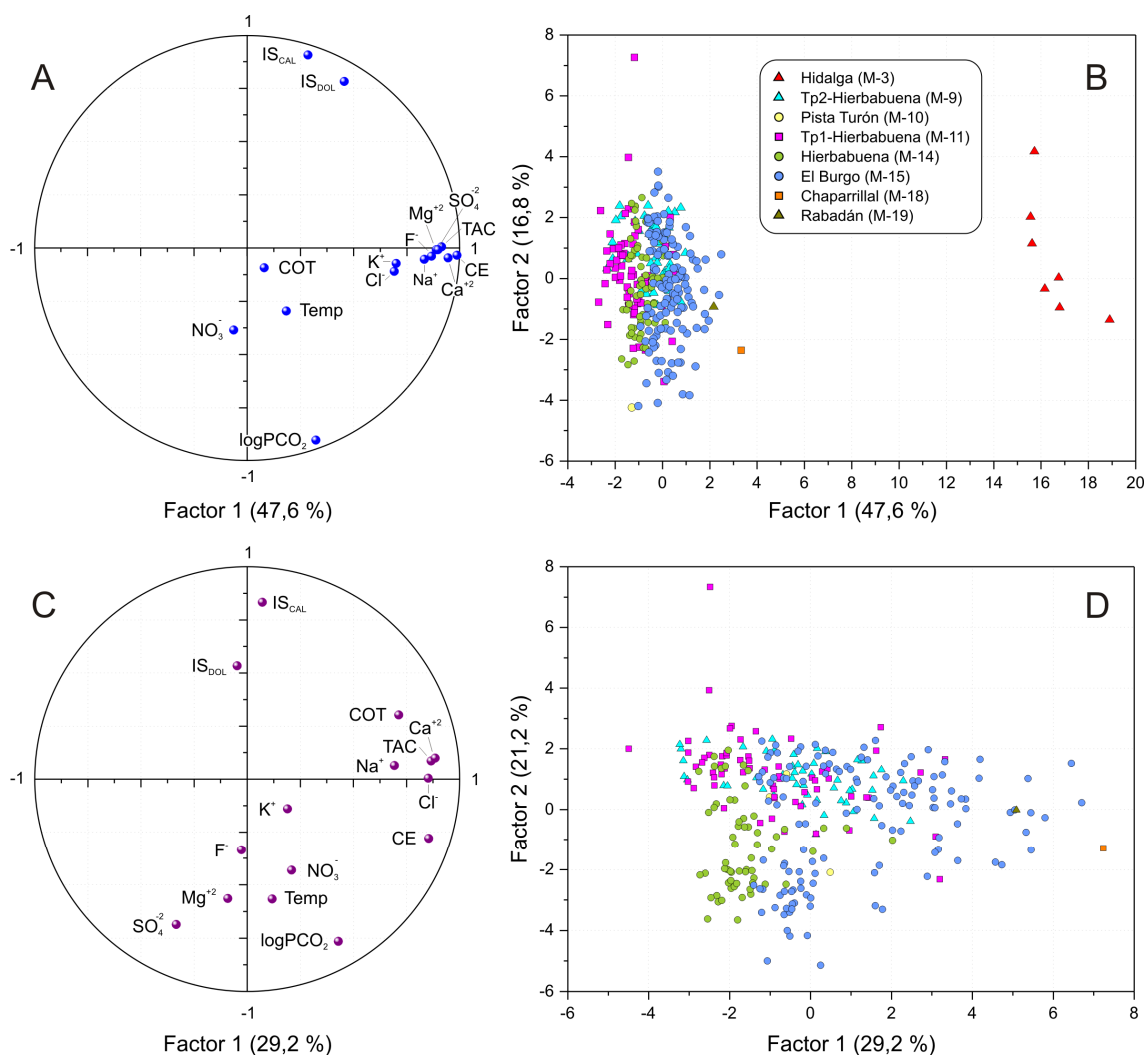


Figura 5.33. Representación de los planos factoriales (A, C: espacio de las variables; B, D: espacio de las unidades estadísticas) de los análisis de componentes principales realizados con los datos hidroquímicos de los manantiales del acuífero de Sierra Blanquilla.

Al prescindir de las muestras del manantial de Hidalgo en el segundo ACP, la conductividad eléctrica del conjunto de muestras de agua presenta una correlación positiva y significativa con las variables TAC, Ca^{+2} , Cl^- y Na^+ (Tab. 5.17B). La información hidroquímica explicada por los tres factores principales es del 66,2 %. En este caso, el factor 1 (29,2 %) está controlado por CE, TAC, Ca^{+2} , Cl^- , Na^+ y COT, que representan la mineralización y el tiempo de tránsito del agua en el acuífero (Fig. 5.33C y D). El factor 2 (21,2 %) da cuenta de la oposición entre IS_{CAL} , en la parte positiva del eje, y $logPCO_2$ y SO_4^{2-} , en la negativa, por lo que este eje caracteriza los procesos hidrogeoquímicos que intervienen en la disolución de rocas carbonáticas y evaporíticas. El factor 3 (15,7 % de varianza), omitido en la figura 5.33D, informa sobre las variables IS_{DOL} y Mg^{+2} .

La agrupación de las unidades estadísticas (Fig. 5.33D) presenta mayor dispersión de las muestras a lo largo de los dos ejes. Las aguas del manantial de El Burgo, Tp1-

Hierbabuena y Tp2-Hierbabuena se alinean según el factor 1, desde términos más mineralizados (valores positivos del eje), enriquecidos en TAC, Ca^{+2} , Na^{+} y Cl^{-} y con concentraciones elevadas de COT, hasta composiciones muy diluidas y empobrecidas en casi todos los componentes químicos. Entre el grupo de aguas poco mineralizadas destacan las muestras pertenecientes a los manantiales de El Burgo y de Hierbabuena, con una marcada dispersión a lo largo del factor 2. Estas muestras (valores más negativos del factor 2) presentan contenidos más elevados de SO_4^{-2} y Mg^{+2} y valores más altos de temperatura y presión parcial de CO_2 .

5.2.5.2 Evolución temporal de la composición química de las aguas

5.2.5.2.1 Manantial de El Burgo (M-15)

La evolución temporal de los principales parámetros físico-químicos y componentes químicos de las aguas del manantial de El Burgo se ilustra en la figura 5.34. A modo de referencia, se representa, además, el hidrograma de la descarga subterránea neta en el Río Turón y la precipitación registrada en la estación meteorológica Añoreta.

Se observa que los mayores valores de conductividad eléctrica y TAC, así como las concentraciones más elevadas de Ca^{+2} , Na^{+} , Cl^{-} y COT se alcanzan en las crecidas del manantial (principalmente tras las lluvias de otoño e invierno; Fig. 5.34), mientras que, en estiaje, ocurre lo contrario. La temperatura del agua y los contenidos de SO_4^{-2} y Mg^{+2} muestran un patrón de evolución temporal opuesto al de los anteriores componentes hidroquímicos, con valores máximos registrados durante el estiaje y mínimos en los períodos de recarga. Las variaciones de los contenidos de NO_3^{-} son diferentes de las del resto de parámetros, aunque muestran un cierto parecido con los cambios de las concentraciones de COT a comienzos de año hidrológico.

Cada aumento de caudal (respuesta hidrodinámica del acuífero) provoca un aumento puntual de la conductividad eléctrica (Figs. 5.34, 5.35 y 5.36), que puede alcanzar valores superiores a $50 \mu\text{S}/\text{cm}$ (septiembre de 2008), lo que supone una mineralización de las aguas del 16 %, con respecto al valor previo. Al finalizar el período de recarga, la conductividad eléctrica del agua retorna a valores bajos, que permanecen prácticamente constantes durante la época estival, hasta la llegada del primer episodio de recarga significativa del siguiente año hidrológico (Fig. 5.34).

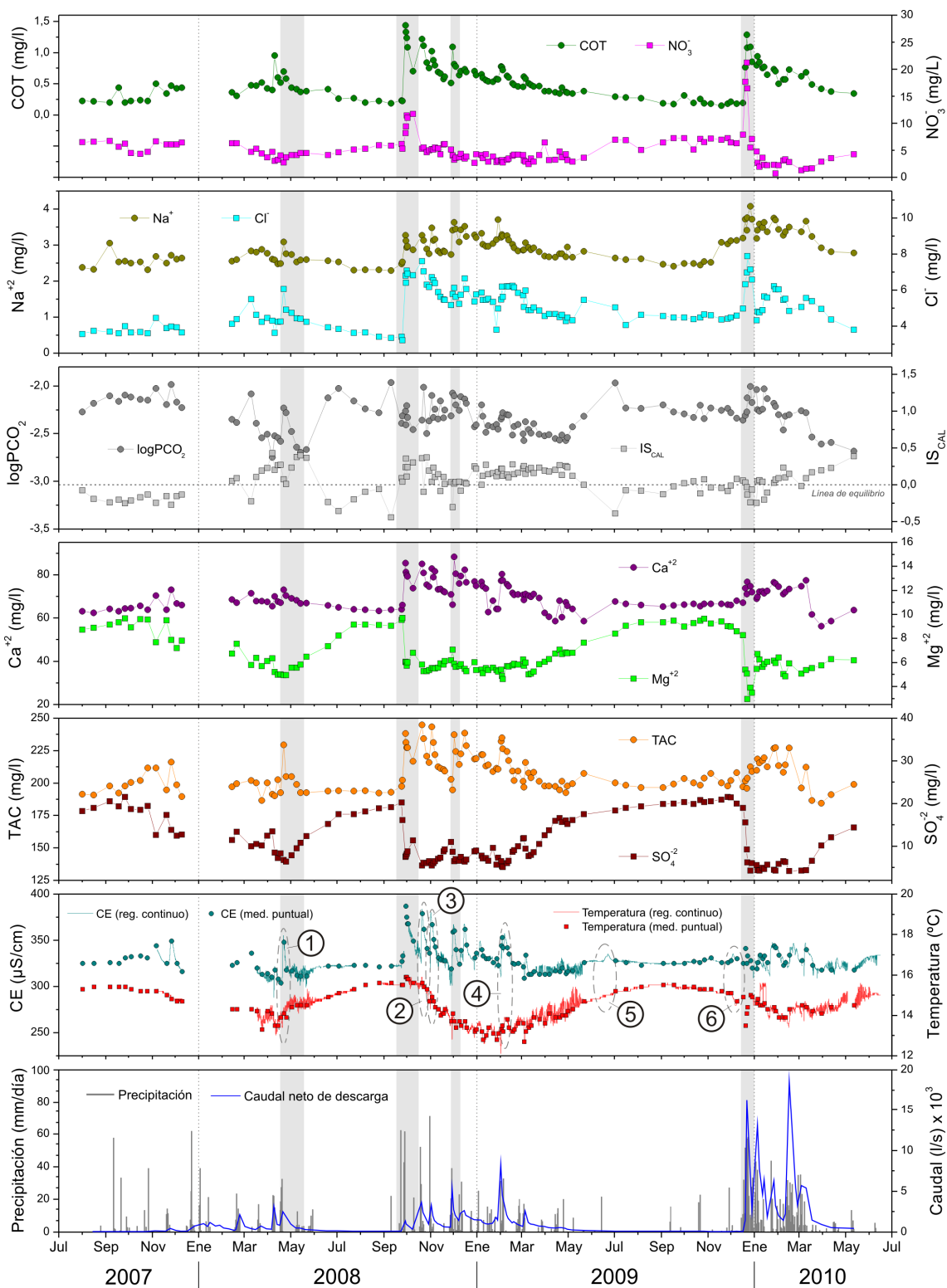


Figura 5.34. Evolución temporal del caudal en el área de descarga de Sierra Blanquilla hacia el Río Turón y de los principales parámetros físico-químicos e hidroquímicos de las aguas del manantial de El Burgo (M-15) durante el período de investigación. El registro de precipitaciones corresponde a la estación meteorológica de Añoreta.

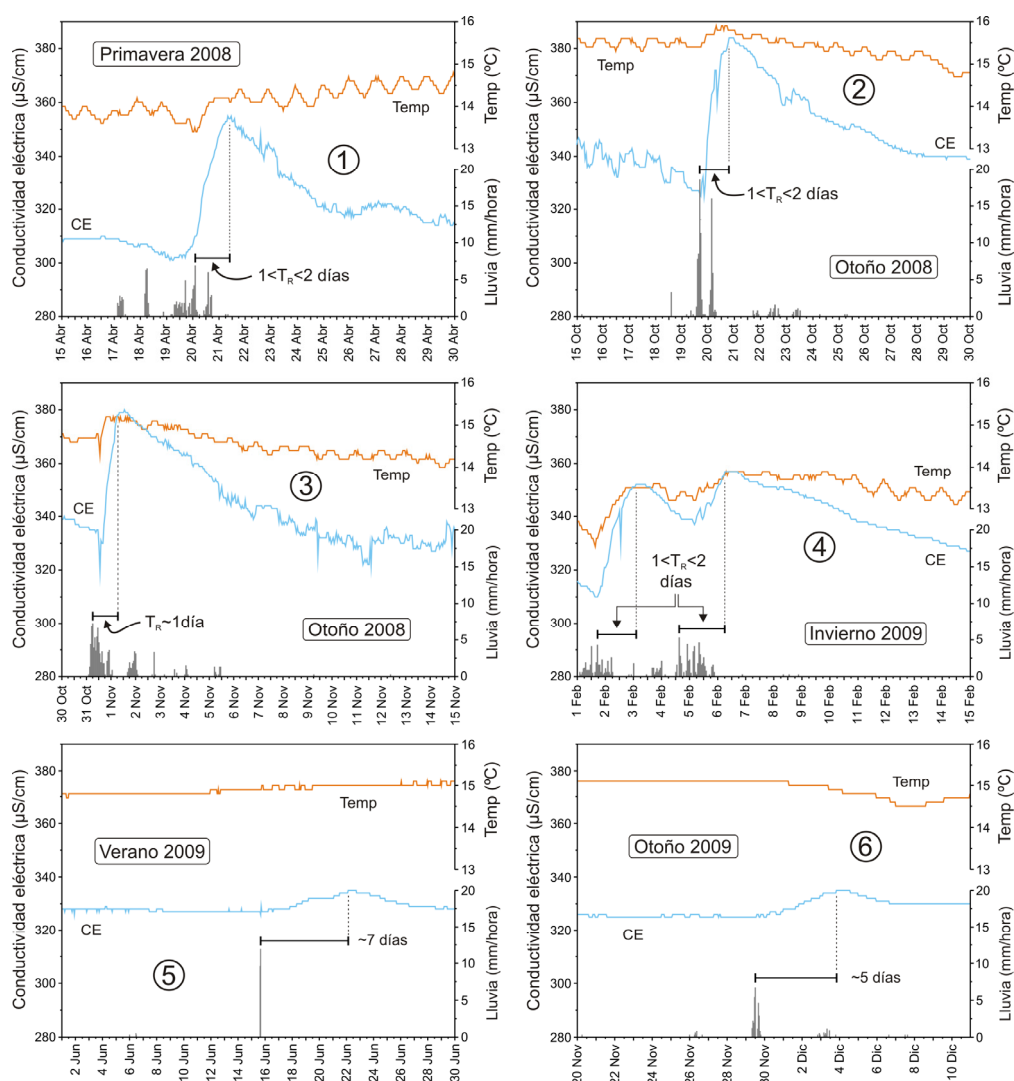


Figura 5.35. Tiempo de respuesta (T_R) determinado a partir del registro horario de la conductividad eléctrica y la temperatura del agua del manantial de El Burgo (M-15), durante 6 eventos de recarga y en diferentes situaciones hidrodinámicas. Los períodos seleccionados (1-6) se indican, mediante elipses de trazado discontinuo, en la evolución temporal de la conductividad eléctrica de la figura 5.34.

El análisis detallado del registro horario de conductividad eléctrica y temperatura de las aguas del manantial de El Burgo (M-15) ha permitido estimar el tiempo de respuesta del acuífero de Sierra Blanquilla frente a los principales eventos de recarga, que se produce con un desfase comprendido entre 1 y 7 días (Fig. 5.35). El retraso de las respuestas hidroquímica e hidrotérmica, con respecto al episodio de precipitación que las genera, está condicionado principalmente por la intensidad y distribución de las lluvias y por el estado hidrodinámico previo del acuífero. Asociados a los eventos de recarga de mayor magnitud, pueden producirse leves ascensos de temperatura -de décimas de grado centígrado- coincidiendo con los aumentos de conductividad eléctrica (Figs. 5.34, 5.35 y 5.36).

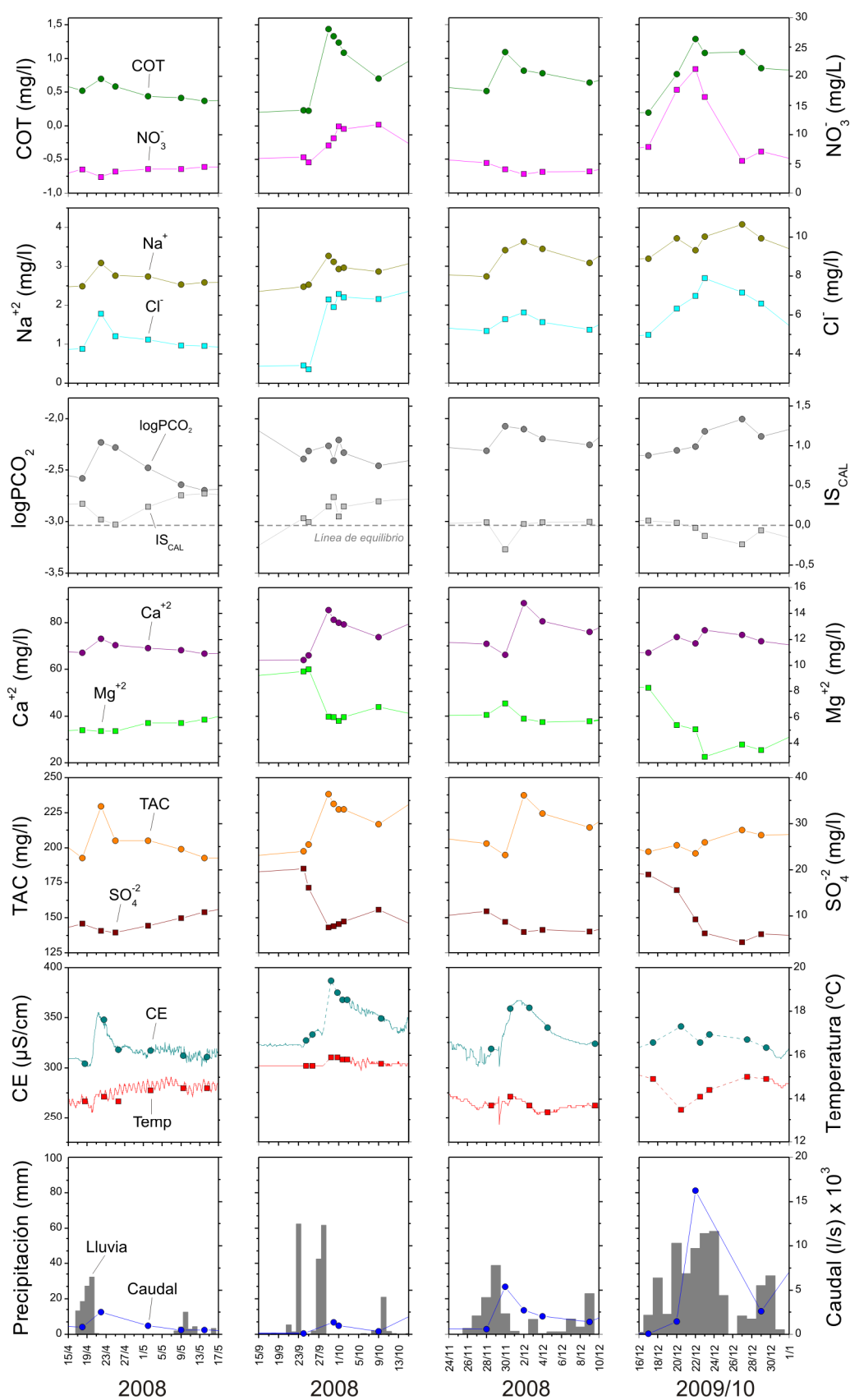


Figura 5.36. Detalle de cuatro crecidas registradas en el manantial de El Burgo (M-15) durante el período de investigación. El período de registro de cada una de las crecidas se indica mediante sombreado gris en la figura 5.34. La escala numérica de los ejes y es la misma para cada fila de gráficos.

Las variaciones en la conductividad eléctrica del agua coinciden con las de TAC y Ca^{2+} (Figs. 5.34 y 5.36), dado que son los principales responsables de la mineralización del agua. Así, los aumentos de caudal en épocas de recarga provocan el drenaje de aguas más mineralizadas, con valores más elevados de TAC y mayores contenidos de Ca^{2+} , mientras que en estiaje se registran valores más bajos de estos parámetros.

Por el contrario, las concentraciones de Mg^{2+} y SO_4^{2-} disminuyen en aguas altas (Figs. 5.34 y 5.36), especialmente tras las primeras recargas efectivas del año, con valores mínimos asociados a cada pico de crecida. Los contenidos de ambos parámetros hidroquímicos aumentan progresivamente una vez que se establece el agotamiento del manantial, hasta alcanzar los valores máximos de concentración al final del estiaje.

Los valores de $\log\text{PCO}_2$ tienden a aumentar durante los períodos de recarga y a disminuir a medida que tiene lugar el agotamiento de la surgencia (Figs. 5.34 y 5.36). Los picos más destacados se producen en respuesta a los eventos de recarga de mayor magnitud, incluidos los de principios de año hidrológico. No obstante, se observa una tendencia ligeramente descendente de los valores de este parámetro en el transcurso del período de estudio (Fig. 5.34).

El índice de saturación de calcita (IS_{CAL}) disminuye como consecuencia de la infiltración rápida del agua de lluvia, especialmente tras los primeros eventos de recarga significativos del año hidrológico (diciembre de 2008 y de 2009; Figs. 5.34 y 5.36). A medida que se establece la transición hacia el período seco, las aguas tienden a la saturación en calcita y permanecen en equilibrio o ligeramente saturadas durante la mayor parte del tiempo. En ciertas ocasiones, las precipitaciones intensas, como las que suelen registrarse en otoño y primavera (mayo y octubre de 2008; Fig. 5.34), generan aumentos rápidos y de cierta magnitud de IS_{CAL} en las aguas del manantial.

Las concentraciones de Na^+ y Cl^- evolucionan de una forma similar a los valores de TAC y contenidos de Ca^{2+} (Figs. 5.34 y 5.36). En el caso de los contenidos de Cl^- , las variaciones de mayor amplitud tienen lugar, generalmente, tras las primeras lluvias de otoño. No obstante, también se registran aumentos considerables de las concentraciones de este componente químico si las precipitaciones son cuantiosas (abril de 2008, febrero de 2009 y enero y marzo de 2010; Fig. 5.34). A medida que transcurre el período de recarga, las concentraciones de Cl^- tienden a disminuir progresivamente, hasta alcanzar valores bajos al final del estiaje.

La evolución temporal de los contenidos de NO_3^- muestra valores máximos en respuesta a las primeras lluvias del año hidrológico (octubre de 2008 y diciembre de 2009; Figs. 5.34 y 5.36), con aumentos bruscos y de gran magnitud (concentraciones de 2 a 3 veces superior a las registradas antes del evento). En general, los contenidos de este componente

hidroquímico son más bajos -se diluyen- en aguas altas (2-4 mg/l) que en aguas bajas (6-7 mg/l).

Las concentraciones de COT presentan respuestas rápidas frente a la infiltración de agua de lluvia, sobre todo a principios de año hidrológico, cuando se registran los aumentos de mayor cuantía (septiembre de 2008 y diciembre de 2009; Figs. 5.34 y 5.36). Tras estas variaciones de máxima amplitud, la concentración de COT decrece progresivamente hasta valores mínimos, que se registran al final del estiaje. No obstante, dicha tendencia descendente se interrumpe por aumentos relativos de este componente hidroquímico asociados a eventos individuales de recarga (de cierta magnitud e intensidad). Las evoluciones de COT y NO_3^- demuestran el papel predominante de la zona no saturada en el funcionamiento del acuífero durante los períodos de aguas altas.

Se ha realizado un análisis de componentes principales con las 132 muestras de agua tomadas en el manantial de El Burgo (M-15) a lo largo del período de investigación. En la tabla 5.18 y en la figura 5.37 se presentan los resultados derivados del análisis multivariante, para el que se han considerado las 15 variables hidroquímicas de la tabla 5.18.

	CE	Temp	COT	TAC	F ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻²	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	logPCO ₂	IS _{CAL}	IS _{DOL}
CE	1														
Temp	0,240	1													
COT	0,640	-0,143	1												
TAC	0,796	-0,117	0,663	1											
F ⁻	-0,317	0,360	-0,299	-0,406	1										
Cl ⁻	0,621	-0,207	0,775	0,699	-0,246	1									
NO ₃ ⁻	0,194	0,384	0,176	-0,106	0,268	0,203	1								
SO ₄ ⁻²	-0,323	0,502	-0,758	-0,602	0,424	-0,641	0,297	1							
Na ⁺	0,432	-0,346	0,657	0,592	-0,113	0,699	-0,046	-0,678	1						
K ⁺	0,064	-0,089	0,119	0,012	-0,135	0,006	0,153	-0,015	0,138	1					
Ca ⁺²	0,729	-0,151	0,745	0,845	-0,414	0,754	0,061	-0,652	0,611	0,153	1				
Mg ⁺²	-0,127	0,639	-0,692	-0,431	0,356	-0,657	0,149	0,877	-0,624	-0,048	-0,529	1			
logPCO ₂	0,435	0,395	0,128	0,279	0,103	0,099	0,184	0,070	0,185	0,097	0,259	0,269	1		
IS _{CAL}	-0,055	-0,404	0,207	0,174	-0,281	0,247	-0,183	-0,358	0,086	-0,081	0,174	-0,474	-0,889	1	
IS _{DOL}	-0,166	-0,207	-0,070	-0,034	-0,161	-0,024	-0,165	-0,042	-0,180	-0,127	-0,086	-0,136	-0,920	0,932	1

Tabla 5.18. Matriz de correlación del ACP efectuado con la información hidroquímica de las muestras de agua del manantial de El Burgo (M-15).

La matriz de correlación obtenida (Tab. 5.18) muestra que la mineralización de las aguas subterráneas está condicionada principalmente por los valores de TAC y las concentraciones de Ca^{2+} , COT, Cl^- y, en menor medida de Na^+ . Las variables temperatura, SO_4^{2-} , F^- , Mg^{+2} , IS_{CAL} e IS_{DOL} se relacionan de forma negativa con la conductividad eléctrica. En el caso de K^+ y NO_3^- , la correlación estadística con la conductividad eléctrica es prácticamente nula.

Los dos factores principales explican el 62,7 % de la varianza total (Fig. 5.37). El factor 1 (39,4 %) permite discriminar entre dos asociaciones de variables: por una parte, conductividad eléctrica, TAC, Ca^{2+} , COT, Cl^- y Na^+ , en la parte positiva y, por otra, Mg^{2+} y SO_4^{2-}

(además de F^-), en la parte negativa del eje. El factor 2 (23,3 %) incluye los parámetros $\log PCO_2$ y temperatura, en la parte positiva del eje, y los índices de saturación en calcita (IS_{CAL}) y dolomita (IS_{DOL}), en la negativa. El factor 3, no mostrado en la figura 5.37A, explica fundamentalmente la variable NO_3^- .

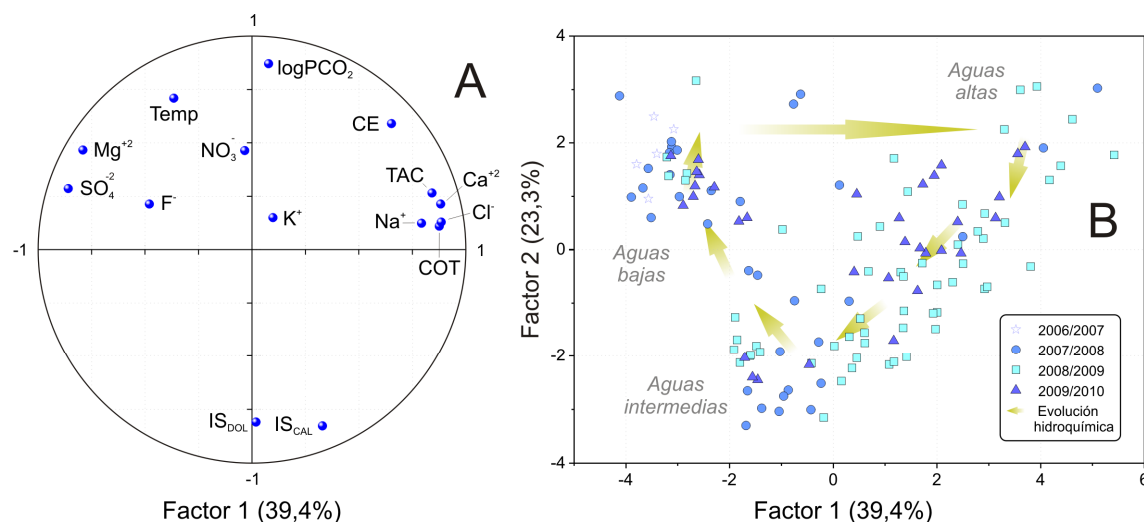


Figura 5.37. Representación de los planos factoriales (A: espacio de las variables y B: espacio de las unidades estadísticas) del análisis de componentes principales realizado con la información hidroquímica de las aguas drenadas por el manantial de El Burgo (M-15).

La distribución de las muestras en la figura 5.37B permite deducir la evolución hidrogeoquímica de las aguas subterráneas en función del estado hidrodinámico del acuífero. Así, las muestras que representan las crecidas del manantial, en la parte positiva de los dos ejes, corresponden a aguas más mineralizadas (aguas altas), generalmente con mayores valores de TAC y concentraciones más elevadas de COT, Ca^{2+} , Cl^- y Na^+ . Las muestras que presentan mayor temperatura y contenidos más elevados de Mg^{2+} y SO_4^{2-} (parte negativa del factor 1 y positiva del factor 2) corresponden a condiciones de aguas bajas. Finalmente, las aguas muestreadas en situaciones hidrodinámicas intermedias (parte negativa del factor 2) se caracterizan por contenidos intermedios de la mayoría de componentes químicos y valores más elevados de los índices de saturación de calcita y dolomita.

La evolución hidrogeoquímica del manantial de El Burgo (M-15) se produce como sigue (Fig. 5.37B):

- aguas bajas \rightarrow aguas altas: mineralización, casi instantánea, de las muestras de agua recientemente infiltradas como consecuencia de los episodios de recarga más importantes del año hidrológico, durante otoño e invierno,

-
- aguas altas → aguas intermedias: disminución rápida de la mineralización durante la decrecida y a medida que se establece el agotamiento de la surgencia,
 - aguas intermedias → aguas bajas: mineralización lenta de las muestras de agua y retorno al estado de mineralización previo a la recarga.

5.2.5.2.2. Manantiales de Hierbabuena (M-14), Tp1-Hierbabuena (M-11) y Tp2-Hierbabuena (M-9)

En este apartado se analizan conjuntamente las evoluciones temporales de la composición química de las aguas del manantial de Hierbabuena y de sus dos surgencias *trop plein* asociadas, Tp1-Hierbabuena y Tp2-Hierbabuena (Figs. 5.38, 5.39 y 5.40). Además, se consideran el hidrograma de la descarga subterránea del acuífero de Sierra Blanquilla hacia el Río Turón y la distribución de las precipitaciones registradas en la estación de Añoreta. El primer manantial, el permanente, carece de un muestreo hidroquímico continuado en condiciones de aguas altas dado que se encuentra inundado, mientras que los otros dos manantiales sólo se han medido cuando drenaban agua, es decir, durante los períodos de crecidas.

En las aguas del manantial de Hierbabuena (M-14), conductividad eléctrica, TAC, Ca^{+2} , Na^{+} , Cl^{-} , NO_3^{-} y COT presentan valores más elevados durante las crecidas de las que se dispone de datos y más bajos en el período seco (Fig. 5.38). En cambio, los valores de temperatura, IS_{CAL} y $\log\text{PCO}_2$, así como los contenidos de SO_4^{-2} y Mg^{2+} de las aguas son más bajos durante los períodos de lluvia y mayores en el estiaje.

En detalle (Fig. 5.38), los eventos de precipitación provocan aumentos de caudal (p.e. octubre de 2008) que generan aumentos de conductividad eléctrica y de temperatura, rápidos y de cierta magnitud: más de 30 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y varias décimas de $^{\circ}\text{C}$, respectivamente.

Los valores de TAC y los contenidos de Ca^{+2} aumentan de forma puntual con la conductividad eléctrica del agua en los eventos de recarga registrados (Fig. 5.38), mientras que se mantienen casi constantes (TAC) o disminuyen ligeramente (Ca^{+2}) una vez que se establece el agotamiento del manantial. Por su parte, las concentraciones de SO_4^{-2} y Mg^{2+} evolucionan de forma inversa a la conductividad eléctrica y temperatura de las aguas (Fig. 5.38): se diluyen durante la recarga y recuperan los valores previos de forma progresiva a medida que el agua infiltrada disuelve minerales que contienen dichos componentes.

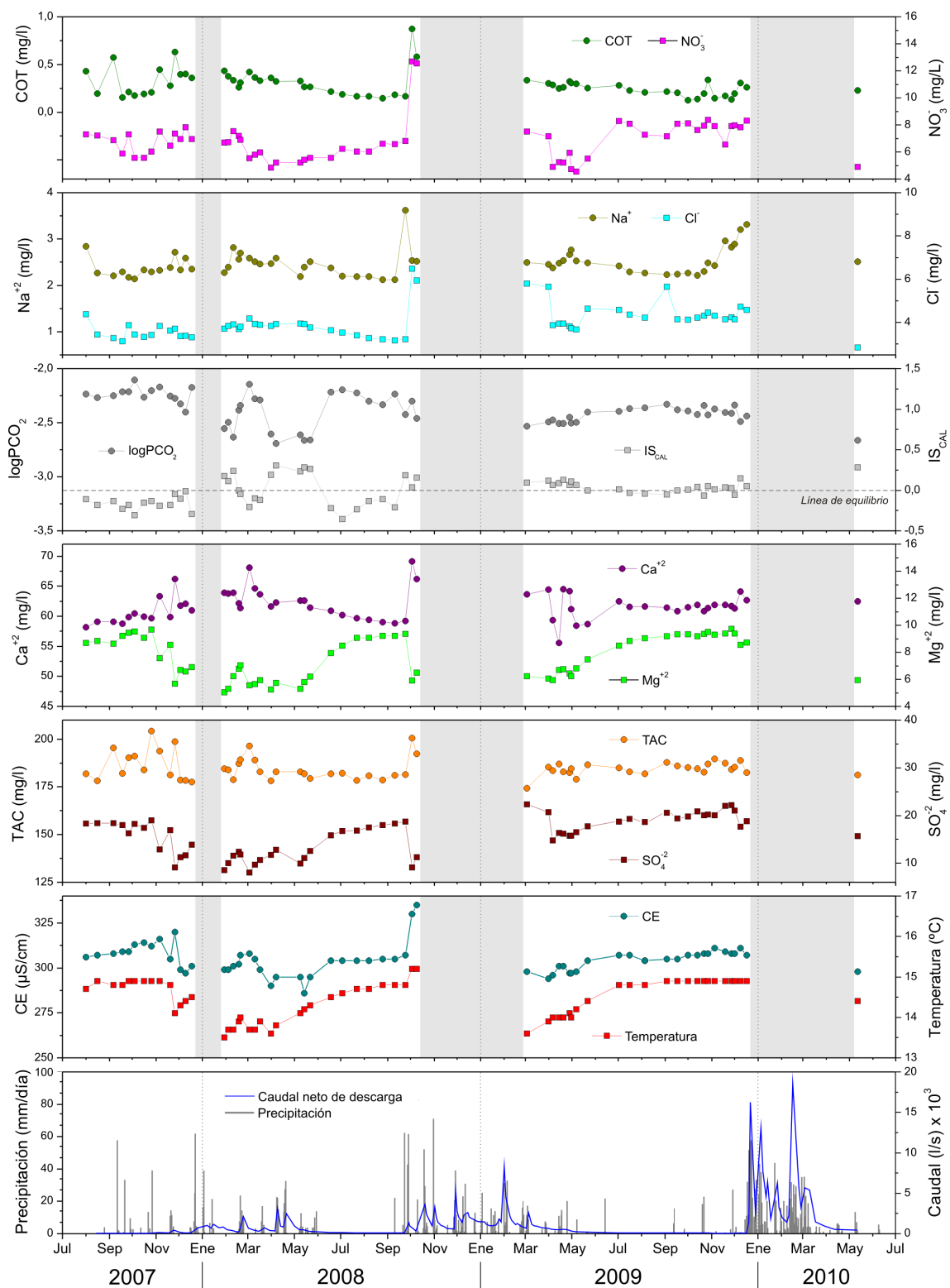


Figura 5.38. Evolución temporal del caudal de descarga subterránea de Sierra Blanquilla hacia el Río Turón y de la composición química de las aguas del manantial de Hierbabuena (M-14) durante el período de investigación. El registro de precipitaciones corresponde a la estación meteorológica de Añoreta. Los espacios de color gris representan los períodos en los que la surgencia permaneció inundada por las crecidas del río.

Los valores de $\log\text{PCO}_2$ muestran aumentos puntuales en las crecidas registradas (diciembre de 2007 y febrero y octubre de 2008; Fig. 5.38) y son generalmente bajos y casi constantes en estiaje. No obstante, la tendencia de la presión parcial de CO_2 en las aguas parece ser descendente a lo largo del período de investigación. Los valores de IS_{CAL} de las aguas disminuyen en situaciones de crecida (Fig. 5.38), aunque parecen aumentar si las precipitaciones se producen a finales del período húmedo, concretamente en primavera (abril de 2008). El estado predominante de las aguas durante el período de estudio está próximo al equilibrio con respecto a la calcita (Tab. 5.16 y Fig. 5.38).

Los contenidos de Na^+ , Cl^- , NO_3^- y COT muestran una evolución general relativamente parecida (Fig. 5.38). Todos presentan rápidos y marcados aumentos de concentración tras las primeras lluvias de otoño seguidos de una tendencia generalmente descendente, que termina con los valores mínimos de la mayoría de estos parámetros al final del estiaje. No obstante, los contenidos de NO_3^- , a diferencia del resto de componentes químicos (en especial de COT), aumentan gradualmente conforme tiene lugar el agotamiento del manantial. Esta tendencia se ve interrumpida por la llegada de los primeros eventos significativos de recarga, con aguas enriquecidas en NO_3^- (10-12 mg/l), procedentes probablemente de las actividades ganaderas del Valle de Lifa (véase Fig. 5.22).

En las aguas de los manantiales *trop plein* Tp1-Hierbabuena (M-11) y Tp2-Hierbabuena (M-9), los valores de la mayoría de los componentes hidroquímicos tienden a disminuir a lo largo del periodo de funcionamiento de ambas surgencias (Figs. 5.39 y 5.40). Es decir, las aguas de infiltración diluyen progresivamente a las almacenadas en el acuífero. No obstante, las variaciones más significativas se producen tras episodios intensos de recarga, que generan aumentos casi instantáneos y puntuales de conductividad eléctrica, $\log\text{PCO}_2$, TAC y Ca^{2+} .

Cabe destacar que el agua del manantial de Tp2-Hierbabuena (M-9) presenta valores medios de conductividad eléctrica, temperatura y TAC (Tab. 5.16; Figs. 5.39 y 5.40) mayores que los de la surgencia Tp1-Hierbabuena (M-11). Los contenidos de SO_4^{2-} y Mg^{2+} en las aguas de ambas surgencias varían de forma parecida (Figs. 5.39 y 5.40), con disminuciones muy marcadas asociadas a aumentos significativos de caudal, seguidas de enriquecimientos graduales de los dos componentes que tienden a recuperar los valores iniciales (pre-evento). En las aguas del manantial Tp2-Hierbabuena, los valores medios de SO_4^{2-} (4 mg/l) y de Mg^{2+} (8,3 mg/l) son los más bajos (SO_4^{2-}) y los más elevados (Mg^{2+}) de todos los registrados en los manantiales que constituyen el área de descarga de Sierra Blanquilla hacia el Río Turón (Tab. 5.16).

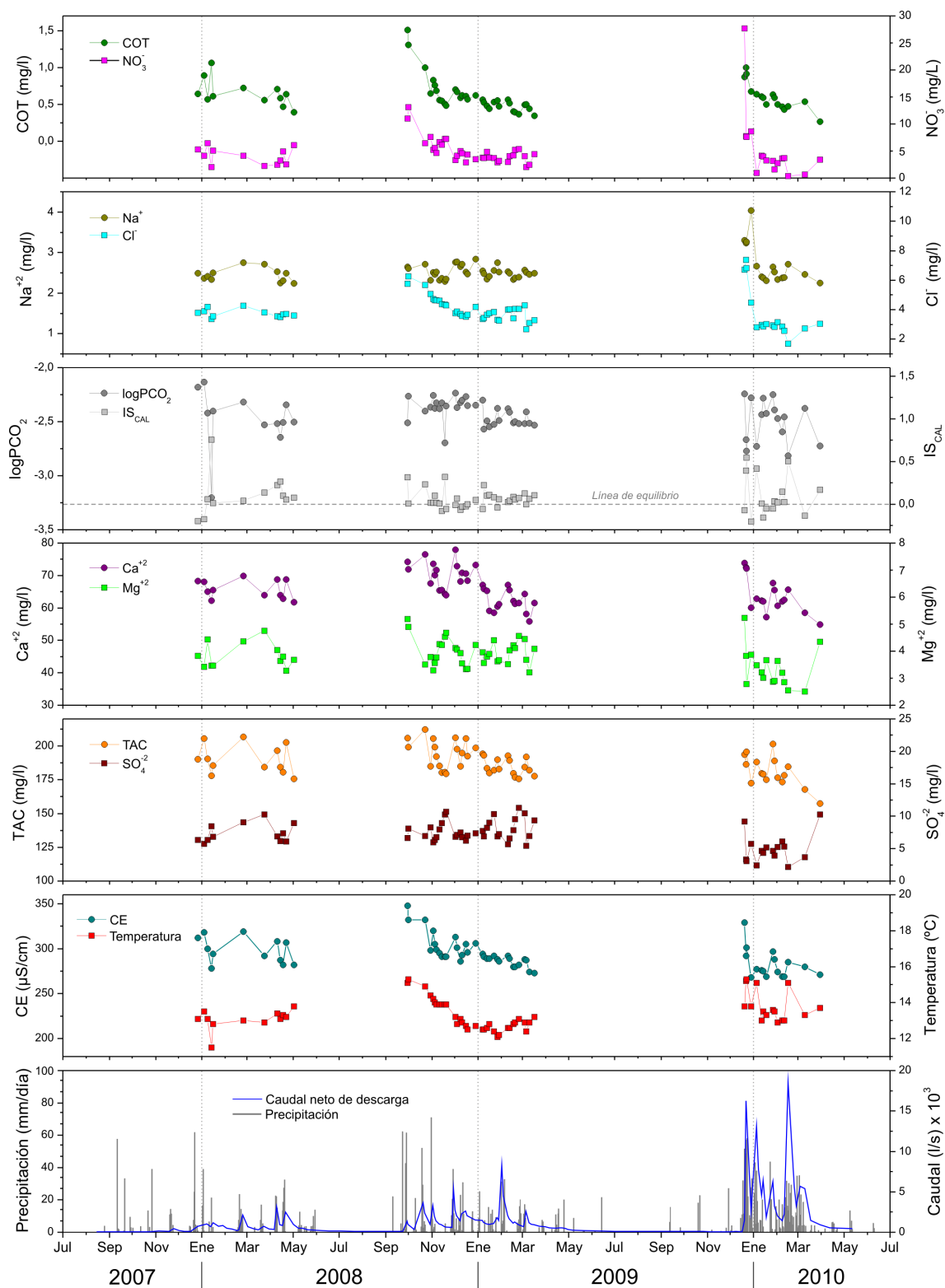


Figura 5.39. Evolución temporal del caudal de descarga subterránea de Sierra Blanquilla hacia el Río Turón y de la composición química de las aguas del manantial trop plein Tp1-Hierbabuena (M-11) durante el período de investigación. El registro de precipitaciones corresponde a la estación meteorológica de Añoreta. Los espacios sin datos (en blanco) de las series temporales representan los períodos en los que la surgencia estuvo seca.

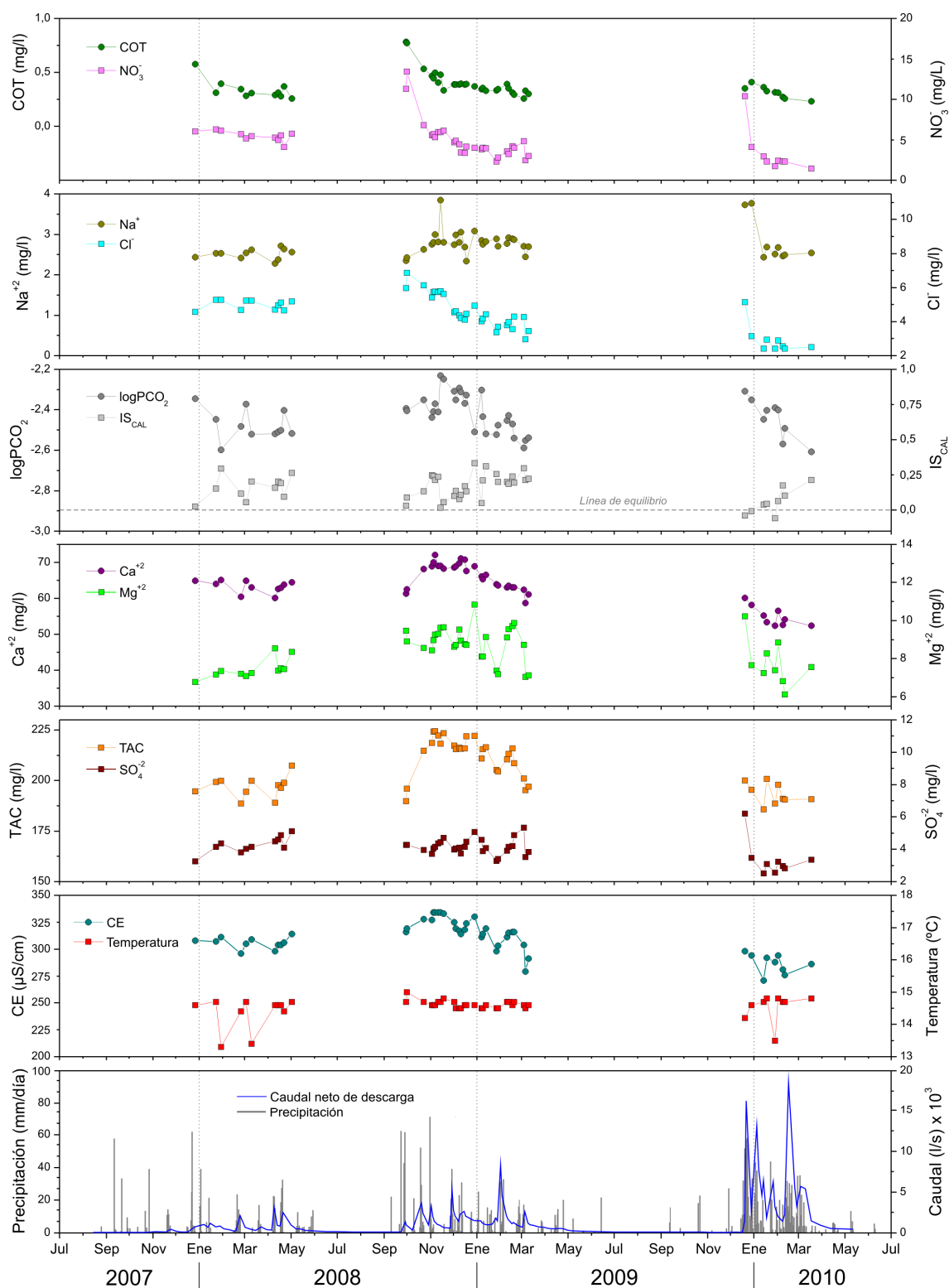


Figura 5.40. Evolución temporal del caudal de descarga subterránea de Sierra Blanquilla hacia el Río Turón y de la composición química de las aguas del manantial trop plein Tp2-Hierbabuena (M-9) durante el período de investigación. El registro de la precipitación corresponde a la estación meteorológica de Añoreta. Los espacios sin datos (en blanco) de las series temporales representan los períodos en los que la surgencia estuvo seca.

Los valores de $\log\text{PCO}_2$ muestran una tendencia decreciente a lo largo del período de funcionamiento de los dos manantiales *trop plein* (Figs. 5.39 y 5.40), aunque esta evolución puede verse interrumpida por aumentos puntuales, y de cierta magnitud, como consecuencia de la rápida infiltración del agua de lluvia. Las aguas drenadas por la surgencia Tp1-Hierbabuena están ligeramente subsaturadas con respecto a la calcita durante los picos de recarga y próximas al equilibrio el resto del tiempo (Fig. 5.39). Por su parte, las del manantial de Tp2-Hierbabuena se encuentran en equilibrio con la calcita a comienzos del período de funcionamiento y sobresaturadas en este mineral a lo largo del mismo (Fig. 5.40). En los manantiales Tp1-Hierbabuena y Tp2-Hierbabuena, las respuestas a las primeras lluvias importantes del año muestran picos de Cl^- , NO_3^- y COT (Figs. 5.39 y 5.40). Cuando las precipitaciones cesan, todos estos componentes hidroquímicos disminuyen progresivamente de concentración, a medida que se agota el caudal de las surgencias. El valor medio de COT de las aguas del manantial de Tp2-Hierbabuena (0,37 mg/l; Tab. 5.16) es de los más bajos registrados en las surgencias que drenan hacia el Río Turón, junto con el de la surgencia de Hierbabuena (0,29 mg/l). No obstante, esta última dispone de un registro hidroquímico incompleto (Fig. 5.38) y presenta escasas muestras representativas de condiciones de aguas altas.

Se ha efectuado un análisis de componentes principales con las 61 muestras de agua de los manantiales de Hierbabuena (M-14), 62 de Tp1-Hierbabuena (M-11) y 48 de Tp2-Hierbabuena (M-9). Las variables hidroquímicas consideradas son (Tab. 5.19 y Fig. 5.41): conductividad eléctrica, temperatura, COT, TAC, F^- , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , Na^+ , K^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} , $\log\text{PCO}_2$, IS_{CAL} e IS_{DOL} . La tabla 5.21 pone de manifiesto que la conductividad eléctrica presenta los coeficientes de correlación más elevados con TAC, Cl^- , Mg^{+2} , Ca^{+2} y temperatura.

El porcentaje de varianza explicado por los dos factores principales del ACP es relativamente bajo, del 46,4 % (Fig. 5.41). El factor 1 (26,2 % de varianza), engloba dos grupos de variables bien correlacionadas estadísticamente con la conductividad eléctrica, localizados en la parte positiva del eje: por un lado, las variables TAC, Cl^- y Ca^{+2} y, por otro, Mg^{+2} y temperatura. Ambas agrupaciones representan la mineralización de las aguas debida a la disolución de rocas carbonáticas y el tiempo de residencia de éstas en el acuífero. El factor 2 (20,2 %) queda definido por IS_{CAL} , en la parte positiva del eje, y por SO_4^{2-} , NO_3^- y $\log\text{PCO}_2$, en la parte negativa. Este eje permite caracterizar el sistema calcocarbónico, la influencia de los materiales evaporíticos (anhidrita y yeso) de la base del acuífero y la ligera contaminación antropogénica de las aguas subterráneas. El contenido de COT está asociado al factor 3 (no representado en la figura 5.41A), que explica el 18 % de la varianza.

	CE	Temp	COT	TAC	F ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻²	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	logPCO ₂	IS _{CAL}	IS _{DOL}
CE	1														
Temp	0,511	1													
COT	0,134	-0,275	1												
TAC	0,695	0,263	0,192	1											
F ⁻	-0,292	-0,144	0,125	-0,590	1										
Cl ⁻	0,625	0,326	0,334	0,397	-0,077	1									
NO ₃ ⁻	0,451	0,347	0,174	-0,056	0,194	0,630	1								
SO ₄ ⁻²	0,084	0,230	-0,448	-0,472	0,499	-0,013	0,362	1							
Na ⁺	0,228	0,139	0,153	0,393	-0,131	0,290	0,123	-0,261	1						
K ⁺	0,242	-0,086	0,052	0,037	0,007	0,168	0,126	0,098	-0,078	1					
Ca ⁺²	0,533	-0,078	0,605	0,549	-0,013	0,537	0,204	-0,285	0,274	0,247	1				
Mg ⁺²	0,542	0,718	-0,592	0,340	-0,394	0,224	0,246	0,345	0,144	0,020	-0,243	1			
logPCO ₂	0,403	0,183	-0,056	0,205	-0,056	0,062	0,257	0,190	0,005	0,184	0,155	0,261	1		
IS _{CAL}	-0,013	-0,001	0,205	0,275	-0,171	0,204	-0,204	-0,390	0,224	-0,130	0,206	-0,115	-0,867	1	
IS _{DOL}	0,249	0,335	-0,237	0,371	-0,455	0,211	-0,059	-0,112	0,205	-0,092	-0,070	0,473	-0,614	0,767	1

Tabla 5.19. Matriz de correlación del ACP efectuado con los datos hidroquímicos de los manantiales de Hierbabuena (M-14), Tp1-Hierbabuena (M-11) y de Tp2-Hierbabuena (M-9).

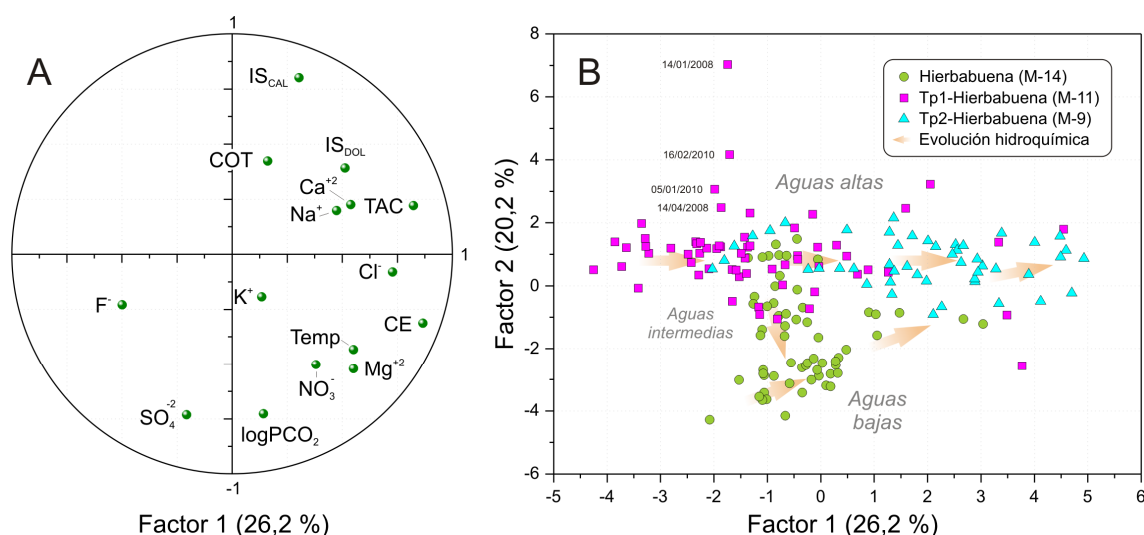


Figura 5.41. Representación de los planos factoriales (A: espacio de las variables y B: espacio de las unidades estadísticas) del análisis de componentes principales realizado con los datos hidroquímicos del manantial permanente de Hierbabuena (M-14) y de las dos surgencias trop plein asociadas, Tp1-Hierbabuena (M-11) y Tp2-Hierbabuena (M-9).

En el gráfico de las unidades estadísticas (Fig. 5.41B) se observa que las aguas de los dos manantiales *trop plein*, que representan las condiciones de aguas altas en el acuífero, se disponen a lo largo del factor 1. Las muestras de agua de la surgencia de Tp2-Hierbabuena, localizadas en la parte positiva del eje horizontal, se caracterizan por registrar los mayores valores de conductividad eléctrica y temperatura, así como por los contenidos más elevados de TAC, Cl⁻, Ca⁺², Mg⁺² y Na⁺ (y también de IS_{DOL}).

Las aguas del manantial de Tp1-Hierbabuena se dispersan a lo largo del factor 1, aunque la mayoría se concentran en la parte negativa de éste. En general, muestran los valores mínimos de todos los parámetros físico-químicos considerados. Sólo 4 muestras

(recogidas los días 14/01/2008, 14/04/2008, 05/01/2010 y 16/02/2010), localizadas en el cuadrante superior izquierdo de la figura 5.41B, se diferencian del resto de aguas de la surgencia por presentar una baja mineralización y valores elevados de COT e IS_{CAL} .

Por último, las muestras de agua del manantial permanente de Hierbabuena se encuentran en la parte negativa del factor 2 (Fig. 5.41B), con una mineralización intermedia entre la de los dos *trop plein* y representativas de situaciones hidrodinámicas de aguas bajas. Presentan los mayores contenidos de SO_4^{2-} , Mg^{+2} (y NO_3^-), además de los valores más elevados de $\log PCO_2$.

5.2.5.3 Curvas de distribución de frecuencias (CDF) de la conductividad eléctrica

Se han realizado curvas de frecuencia de los valores de conductividad eléctrica del agua, a partir de la serie de datos puntuales medidos en los manantiales del Río Turón (Fig. 5.42). Además, se ha considerado el registro continuo -horario- de este parámetro en las aguas del manantial de El Burgo (M-15). Para la realización de las curvas de frecuencias se ha utilizado un intervalo de clases constante, de 5 $\mu S/cm$, adecuado para el rango de variación de la conductividad eléctrica del agua en el conjunto de manantiales e inferior a la precisión del equipo de medida ($\pm 1 \mu S/cm$).

Los resultados obtenidos muestran curvas con diversas morfologías y valores de frecuencia máxima modal y diferentes rangos de variación (Fig. 5.42). Las CDF de conductividad eléctrica del manantial de El Burgo, con datos tanto puntuales como continuos, presenta una moda principal (31 %), bien definida, en el intervalo (325-330 $\mu S/cm$) correspondiente a las aguas drenadas la mayor parte del tiempo, concretamente durante la época de estiaje. Existen frecuencias secundarias, aunque menos significativas, sobre todo hacia valores de mayor mineralización, que corresponden al drenaje en condiciones de aguas altas. El rango de variación (96 $\mu S/cm$) de la conductividad eléctrica en el manantial de El Burgo es el mayor de todas las surgencias que constituyen la descarga de Sierra Blanquilla hacia el Río Turón.

La morfología de la CFD del manantial de Hierbabuena (M-14) (Fig. 5.42) está condicionada por la escasez de datos de conductividad eléctrica en condiciones de crecidas de la surgencia, debido a que queda inundada con frecuencia. El registro disponible muestra una moda principal (40 % de los datos), correspondiente a las condiciones de estiaje (305-310 $\mu S/cm$).

Las series de datos de conductividad eléctrica del agua de los manantiales de Tp1-Hierbabuena (M-11) y de Tp2-Hierbabuena (M-9) presentan la limitación de la ausencia de

datos en situaciones hidrodinámicas de estiaje. La CDF del manantial de Tp1-Hierbabuena, que sólo cuenta con datos medidos en aguas altas, muestra una moda principal en el intervalo de valores bajos (285-295 $\mu\text{S}/\text{cm}$), con una frecuencia máxima del 18 % (Fig. 5.42). Por su parte, la curva de distribución de frecuencias del manantial de Tp2-Hierbabuena presenta una curva con varias modas (Fig. 5.42), entre las que destacan las correspondientes a los intervalos 315-320 (19 %) y 330-335 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (13 %). Dichas modas, especialmente la primera, se asemejan, en cuanto a rango de valores se refiere, a la moda principal detectada en el manantial de El Burgo.

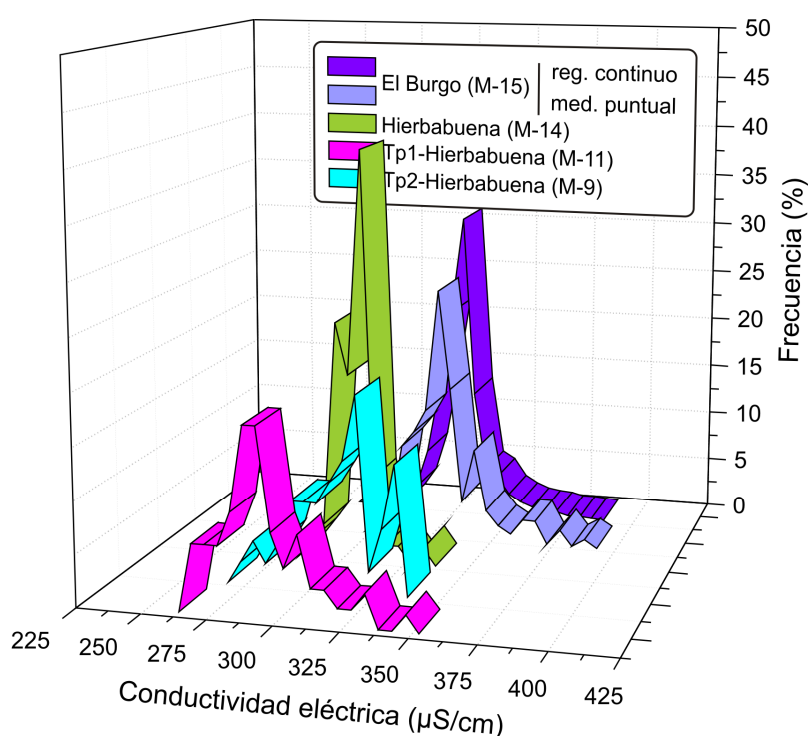


Figura 5.42. Curvas de distribución de frecuencias de los valores de conductividad eléctrica de las aguas subterráneas del acuífero de Sierra Blanquilla (manantiales del área de descarga hacia el Río Turón) durante el período 2007/08-2009/10.

En resumen, la CDF de conductividad eléctrica del manantial de El Burgo es más bien de tipo unimodal, pero muestra el mayor rango de variación de conductividad eléctrica, mientras que en los manantiales de Tp1-Hierbabuena y de Tp2-Hierbabuena, las morfologías de la curvas presentan varias modas. De acuerdo con la metodología propuesta por Bakalowicz (1979), todas las surgencias drenarían un acuífero de flujo por conductos, con diferente desarrollo de la karstificación.

Se ha aplicado la metodología propuesta por Massei *et al.* (2007) al registro horario de la conductividad eléctrica del manantial de El Burgo (M-15), con objeto de interpretar cuantitativamente las curvas de distribución de frecuencias de este parámetro físico-químico

(Fig. 5.43 y Tab. 5.20). La selección de esta surgencia para aplicar dicha metodología está motivada por la disponibilidad de registro continuo de datos de conductividad eléctrica, el más completo de todos, y por el carácter permanente del manantial, que informa sobre las diferentes condiciones de flujo del acuífero.

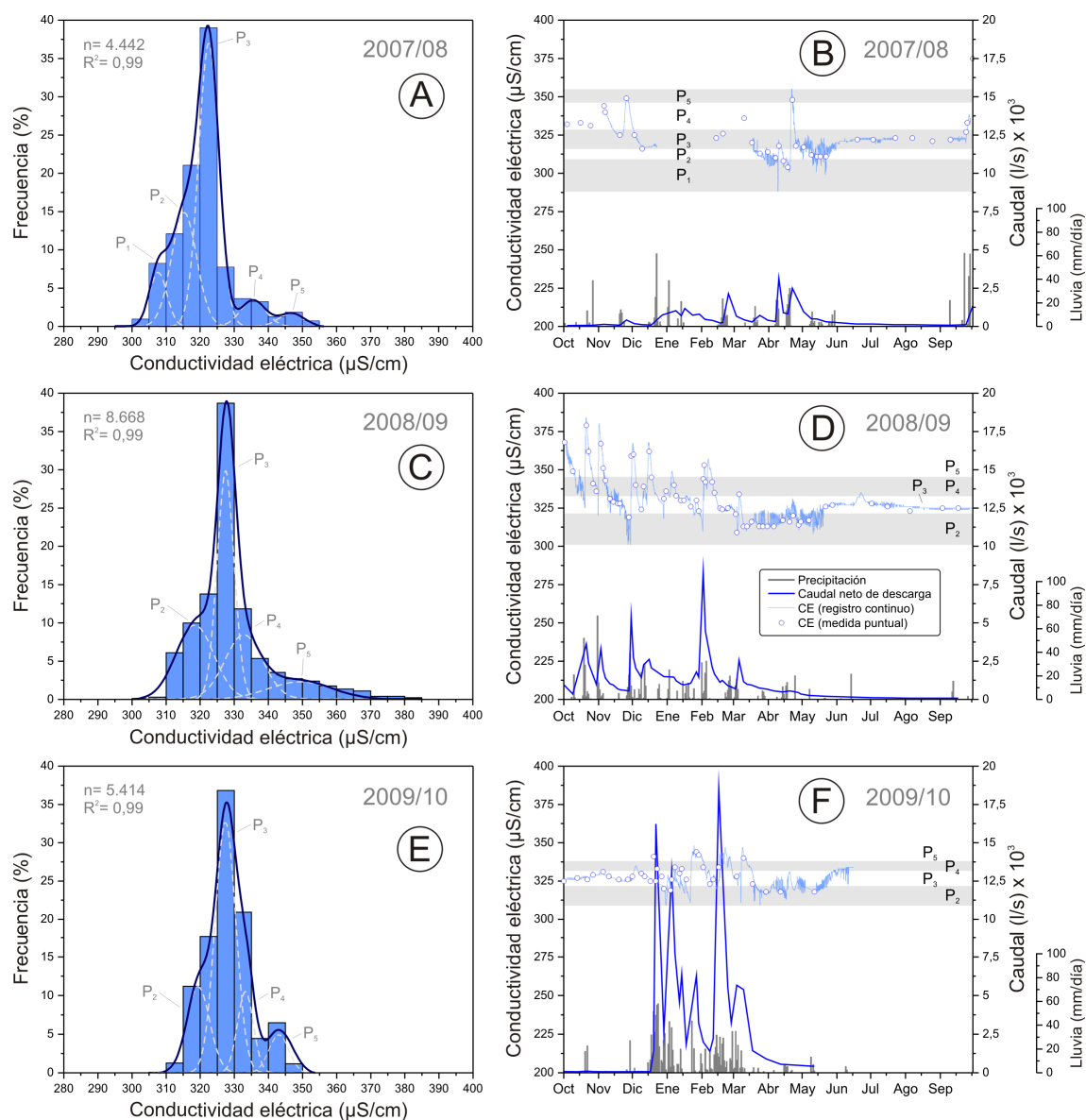


Figura 5.43. Descomposición de las curvas de distribución de frecuencias de la conductividad eléctrica (función de densidad probabilística) de las aguas del manantial de El Burgo (M-15), para cada uno de los años hidrológicos del período de investigación (2007/08, 2008/09 y 2009/10).

La CFD de la conductividad eléctrica se ha representado a partir de la función de densidad probabilística (envolvente del histograma; Fig. 5.43A, C y E) en cada uno de los años hidrológicos del período de investigación (2007/08, 2008/09 y 2009/10). La función de cada año se ha descompuesto en curvas individuales de distribución normal -curvas P-,

representativas de diferentes familias de agua con composición química similar, que contribuyen al caudal del manantial. En el análisis de los datos del último año hidrológico (2009/10) debe tenerse en cuenta que el registro fue incompleto.

Año hidrológico	% de área total (envolvente) representado por cada familia de aguas				
	P ₁	P ₂	P ₃	P ₄	P ₅
2007/08	8,9	27,2	54,6	6,2	3,1
2008/09	-	28	38,5	23,9	9,6
2009/10	-	22,3	58,7	14,5	4,5

Tabla. 5.20. Contribución (%) al flujo del manantial de El Burgo (M-15) de las familias de agua identificadas (P₁-P₅) en cada uno de los años hidrológicos que constituyen el período de investigación (véase figura 5.43).

En el año hidrológico 2007/08 se han identificado un total de 5 familias de aguas (P₁ a P₅, en Fig. 5.43A y B). Entre éstas, la que más contribuye al flujo del manantial es P₃, con un 54,6 % del volumen total (Tab. 5.20). En cambio, la familia denominada P₅, representativa de las aguas más mineralizadas del manantial, interviene en menor proporción (3,1 %).

A diferencia del año precedente, en 2008/09 disminuye la contribución de P₃, desaparece la moda P₁ (aguas muy diluidas) y aumenta considerablemente la participación de las familias de agua P₄ y P₅, las más mineralizadas (Tab. 5.20 y Fig. 5.43C y D). Estas diferencias se deben a la variación del régimen pluviométrico de 2007/08 a 2008/09, con precipitaciones más abundantes e intensas, aunque más repartidas a lo largo del segundo año hidrológico. La consecuencia directa fue el registro de los valores máximos y mínimos de conductividad eléctrica de las aguas de la surgencia durante todo el período de investigación.

En el último año hidrológico (2009/10), los valores de conductividad eléctrica son mucho menos variables que en años anteriores (Fig. 5.43E y F). No obstante, predominan las aguas de tipo P₃ en el flujo (58,7 %) con valores de conductividad eléctrica similares a los de 2007/08, y desciende la participación de todas las demás familias de agua (Tab. 5.20), tanto la más diluida (P₂) como las más mineralizadas (P₄ y P₅). La distribución menos irregular de las lluvias (pero más cuantiosas) provocó una mayor homogeneización de las aguas de descarga durante buena parte del tiempo, con aumentos más suaves de conductividad eléctrica y diluciones poco significativas; en definitiva, menor heterogeneidad hidroquímica.

5.2.6 Composición isotópica

Las variaciones temporales de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de las aguas drenadas por los manantiales del Río Turón (Figs. 5.44 y 5.45) dependen, entre otros factores, de los cambios de composición isotópica de las precipitaciones que recargan los afloramientos permeables y del porcentaje de mezcla de estas últimas con las aguas almacenadas en el acuífero. En las aguas subterráneas muestreadas durante los períodos de recarga se registran los valores máximos y mínimos de ambos isótopos, mientras que en las recogidas a lo largo del período estival los valores isotópicos ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$) se encuentran cercanos al promedio de cada surgencia.

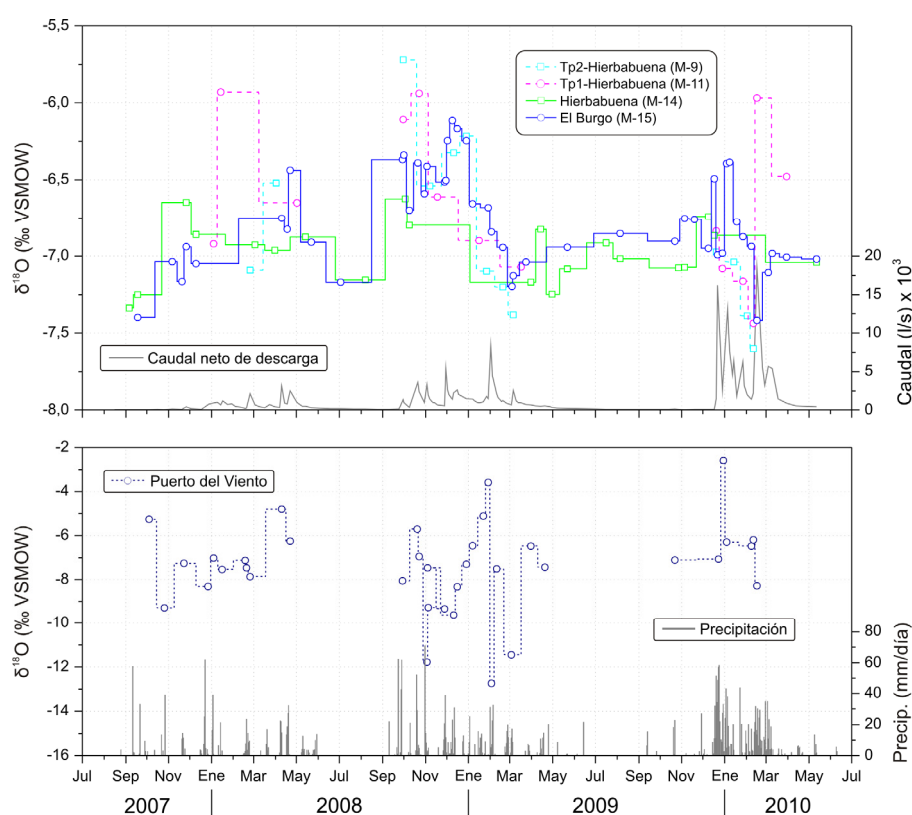


Figura 5.44. Evolución temporal de $\delta^{18}\text{O}$ de las precipitaciones en el pluviocaptor del Puerto del Viento y de las aguas drenadas por los principales manantiales de Sierra Blanquilla (hacia el Río Turón) durante el período de investigación.

La primera recarga significativa del año hidrológico suele ocasionar aumentos de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de las aguas de los manantiales, especialmente durante los meses de octubre a diciembre de los años hidrológicos 2008/09 y 2009/10 (Figs. 5.44 y 5.45). Ello puede estar provocado por la mayor contribución al flujo de lluvias de otoño recientemente infiltradas y/o por la infiltración de aguas concentradas por evaporación en las zonas más superficiales del acuífero (suelo-epikarst). La evolución de los valores isotópicos, $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$,

medidos en el manantial de El Burgo (M-15) es la que más se ajusta a la de los valores de la lluvia con un desfase asociado al proceso de infiltración (Figs. 5.44 y 5.45).

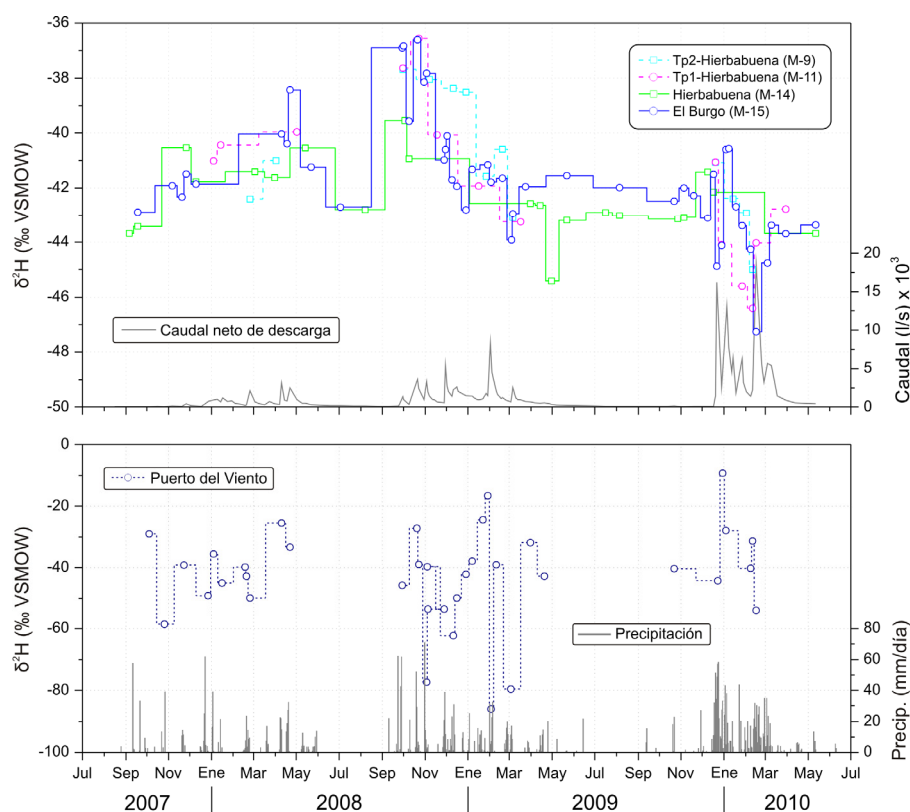


Figura 5.45. Evolución temporal de los valores de δ^2H de las precipitaciones en el pluviocaptor del Puerto del Viento y de las aguas drenadas por los principales manantiales de Sierra Blanquilla (hacia el Río Turón) durante el período de investigación.

La composición isotópica de las aguas de los manantiales *trop plein* Tp1-Hierbabuena (M-11) y Tp2-Hierbabuena (M-9) es relativamente parecida a la de las surgencias permanentes de El Burgo (M-15) y de Hierbabuena (M-14), aunque parece estar más enriquecida en $\delta^{18}O$ durante algunos eventos de precipitación (septiembre-octubre de 2008 y febrero de 2010; Fig. 5.44).

A medida que avanza el periodo de precipitaciones tiene lugar la disminución progresiva de los valores isotópicos de las aguas de manantial (diciembre a marzo de 2008/09 y 2009/10; Figs. 5.44 y 5.45), debido a la participación predominante de las aguas de infiltración procedentes de las lluvias invernales, isotópicamente más empobrecidas y menos sometidas a evaporación (Bakalowicz *et al.*, 1974; Cruz-Sanjulián *et al.*, 1992; Andreo *et al.*, 2004). Durante el agotamiento de los manantiales de El Burgo y de Hierbabuena, los valores de $\delta^{18}O$ son el resultado de la homogeneización y mezcla de aguas de infiltración y de las almacenadas previamente en el acuífero.

Los datos disponibles permiten deducir que, en condiciones de aguas altas, la señal de infiltración se transfiere rápidamente desde las áreas de recarga (suelo y epikarst) hasta los puntos de descarga. En estas condiciones, la infiltración de las aguas de lluvia se produce de forma rápida, a través de vías preferenciales de flujo, lo que impide la homogeneización de la señal isotópica. Este hecho demuestra el papel del conjunto de la zona no saturada durante el período de aguas altas, tal como se ha deducido a partir de la información hidroquímica (COT, NO_3^-).

5.2.7 Relación entre las aguas superficiales y subterráneas en el Valle del Río Turón

Se ha caracterizado la interacción entre el Río Turón y los manantiales que constituyen el área de descarga más importante del acuífero de Sierra Blanquilla (Fig. 5.46). Para ello, se han aplicado conjuntamente diferentes técnicas de investigación hidrogeológica: hidrodinámica, hidrotérmica e hidroquímica.

5.2.7.1 Caracterización hidrodinámica

El control hidrodinámico del Río Turón se ha llevado a cabo mediante aforos diferenciales, en las secciones *T1* y *T2* (Fig. 5.46). En *T1*, se han medido los caudales procedentes de la escorrentía superficial de la cabecera del río (arroyos de Buenavista y de la Higuera) más el caudal de descarga del manantial de Buenavista (M-6), activo sólo en condiciones de aguas altas. En la sección *T2* se ha aforado el caudal de *T1* más la aportación subterránea procedente de las cuatro surgencias siguientes: El Burgo (M-15), Hierbabuena (M-14), Tp1-Hierbabuena (M-11) y Tp2-Hierbabuena (M-9).

Los caudales medidos durante el período de investigación están comprendidos entre 58,9 y 25.100 l/s en *T2*, con un valor medio de 733 l/s, y entre 0 y 8.770 l/s en *T1*, con un promedio de 238 l/s (Fig. 5.46 y Tab. 5.21). El hidrograma del río muestra variaciones rápidas y significativas de caudal en ambos puntos de control (Fig. 5.47A), como respuesta a los principales eventos de precipitación (primavera de 2008 y otoño e invierno de 2009 y de 2010). El caudal en *T1*, mayoritariamente de escorrentía superficial, es mayor conforme aumenta la magnitud e intensidad de los eventos pluviométricos, durante los que puede constituir hasta un 49 % del caudal total medido en la sección *T2* (Fig. 5.47B). En la época estival, a partir del mes de mayo, el río deja de llevar agua en *T1* y los caudales medidos en *T2* proceden exclusivamente de descarga subterránea.

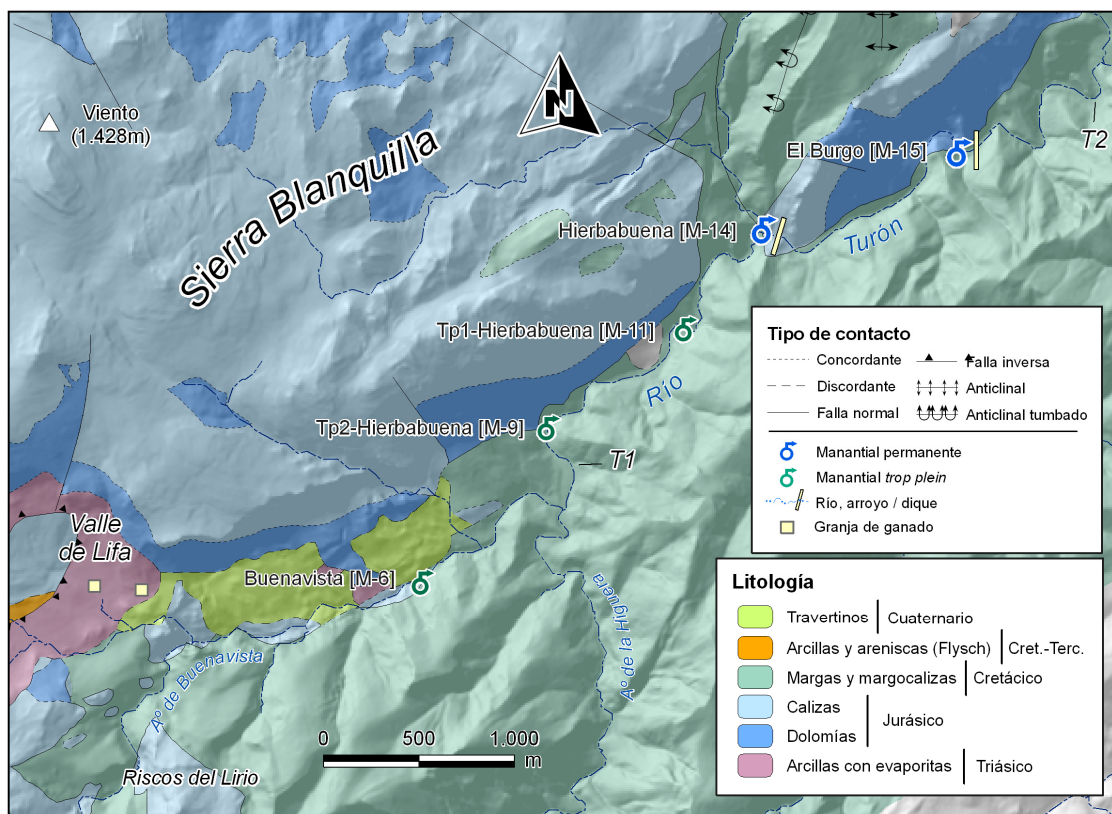


Figura 5.46. Contexto hidrológico e hidrogeológico del área de descarga de Sierra Blanquilla en el Río Turón.

Punto de control	Período de registro	Nº de medidas	Qmáx [l/s]	Qmed * [l/s]	Qmín [l/s]	Qmáx/Qmín
Río Turón (T1)	ago-07 a may-10	134	8.770	238	0	-
Río Turón (T2)	ago-07 a may-10	134	25.100	733	58,9	426
Descarga neta subterránea	ago-07 a may-10	134	18.500	495	58,9	314

Tabla 5.21. Caudales de descarga subterránea de Sierra Blanquilla hacia el Valle del Río Turón, obtenidos a partir de aforos diferenciales efectuados en las secciones T1 (aguas arriba del área de descarga) y T2 (aguas abajo de la misma) durante el período de investigación. (*) Caudal medio calculado a partir de la integral del hidrograma.

La diferencia de caudales entre T2 y T1, se debe a la descarga de aguas subterráneas de Sierra Blanquilla hacia el Río Turón. Sólo en situaciones de aguas altas, particularmente durante los años húmedos, se produce escorrentía superficial (Fig. 5.47). La aportación subterránea predomina sobre el caudal de escorrentía superficial durante la mayor parte del año hidrológico (Fig. 5.47B), con una participación media superior al 89 %.

El caudal neto de descarga se ha determinado a partir de 134 aforos diferenciales realizados en las dos secciones del río, aguas arriba (T1) y abajo (T2) de las surgencias (Tab. 5.21, Fig. 5.47B), mediante micromolineté (en condiciones de agotamiento) y salinómetro

(en crecida y decrecida). Los valores de la descarga neta subterránea están comprendidos entre 58,9 l/s (23/08/2007) y 18.500 l/s (16/02/2010), con un valor medio de 495 l/s, entre agosto de 2007 y mayo de 2010.

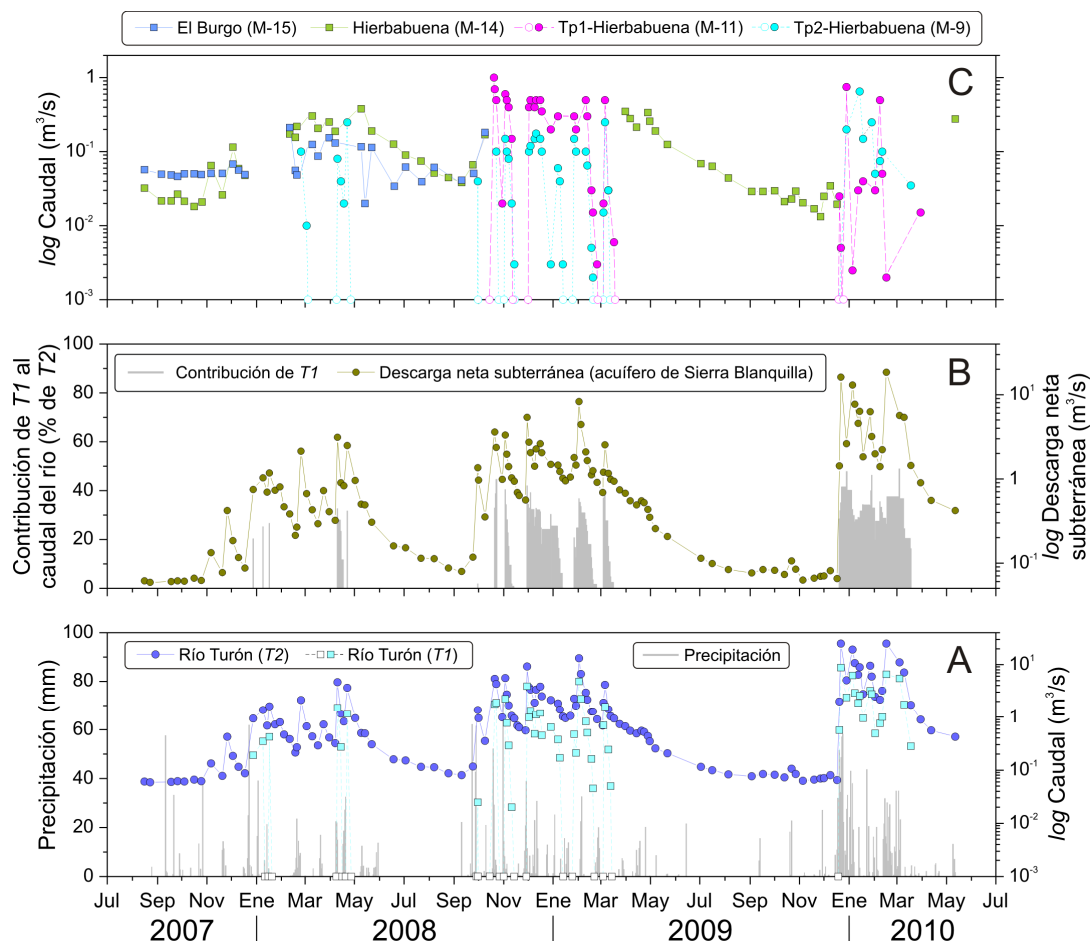


Figura 5.47. (A) Hidrogramas del Río Turón, en las secciones T1 y T2, y distribución de las precipitaciones registradas en la estación de Añoreta durante el período de investigación. (B) Caudal neto de descarga y contribución (%) de T1 al caudal del río en T2 (barras grises). (C) Hidrogramas de los manantiales de El Burgo (M-15), Hierbabuena (M-14), Tp1-Hierbabuena (M-11) y Tp2-Hierbabuena (M-9). Los símbolos huecos sobre el eje horizontal de los gráficos A y C indican valores nulos de caudal.

El análisis comparativo de las series de datos de caudal (Fig. 5.47) y de los valores de caudal medio (Tabs. 5.12 y 5.21) de los manantiales que drenan Sierra Blanquilla (El Burgo, Hierbabuena, Tp1-Hierbabuena y Tp2-Hierbabuena) y de los caudales en el Río Turón (T1 y T2) corrobora la descarga continuada de agua subterránea en este último. Dicha descarga corresponde al drenaje de los afloramientos carbonáticos de Sierra Blanquilla situados al NE del Valle de Lifa (Figs. 5.22 y 5.46). Los afloramientos de calizas y dolomías jurásicas situados al O del mismo deben drenarse, al menos en parte, hacia la cuenca sedimentaria de Ronda.

Los diques contruidos en el río (Figs. 5.22, 5.23B, 5.24A y 5.46) provocan un ascenso de la lámina de agua y del nivel piezométrico en las inmediaciones de los manantiales permanentes y, consecuentemente, modifican las respuestas hidrodinámicas, tanto del río, en el tramo donde se ubican las presas, como de los manantiales. Una parte del agua superficial es almacenada temporalmente en dichas estructuras e interacciona con la del acuífero, como ha sido constatado a partir de los resultados de los ensayos de trazadores efectuados en el área del Valle de Lifa y Río Turón (véase el apartado 5.1.6 de este capítulo).

Por otro lado, la descarga de los manantiales de tipo *trop plein*, que muestran un registro discontinuo y amplias variaciones de caudal (Fig. 5.47), se produce exclusivamente en períodos de elevada recarga cuando el sistema de conductos que alimentan las surgencias permanentes (El Burgo y Hierbabuena) no es capaz de drenar toda el agua. El funcionamiento del manantial Tp1-Hierbabuena, situado a menos de 700 m de distancia y a escasos 10 m por encima de la cota de surgencia del de Hierbabuena, parece especialmente influenciado por el ascenso del nivel del río, inducido por la presa que hay aguas debajo del manantial permanente (Fig. 5.23B).

5.2.7.2 Caracterización hidrotérmica e hidroquímica

La figura 5.48 muestra las evoluciones temporales de la temperatura de las aguas subterráneas y superficiales, así como la distribución de las precipitaciones en la estación de Añoreta y del caudal del Río Turón, en la sección T2, durante el período de estudio. En esta figura se observa que la temperatura de las aguas superficiales está claramente condicionada por las fluctuaciones ambientales de dicho parámetro, mientras que las variaciones de temperatura en las aguas subterráneas son más atenuadas, con valores comprendidos entre 11,5 y 15,9 °C (Tabs. 5.15 y 5.22 y Fig. 5.48).

El manantial Tp1-Hierbabuena (M-11) muestra los valores de temperatura más bajos de todas las surgencias y una evolución temporal comprendida entre la de los manantiales permanentes y la de las aguas superficiales (Fig. 5.48). Este hecho podría explicarse por la interrelación entre las aguas superficiales del río, generalmente más frías en invierno (cuando está activo el manantial Tp1-Hierbabuena) y con valores de temperatura altamente variables, y las aguas drenadas por los manantiales antes citados (Tab. 5.22).

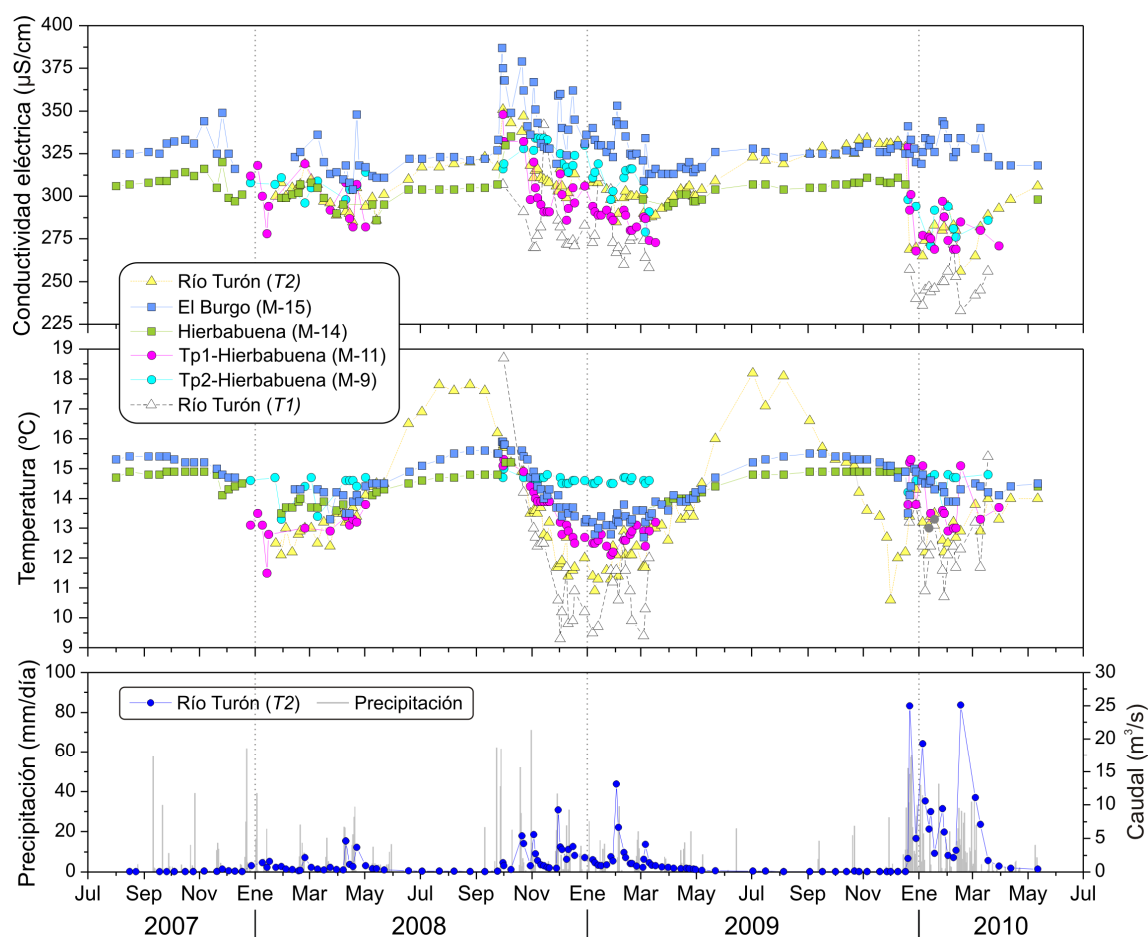


Figura 5.48. Evolución temporal de los valores de temperatura (gráfico intermedio) y conductividad eléctrica (gráfico superior) de las aguas subterráneas de los manantiales que constituyen el área de descarga y de las aguas superficiales del Río Turón (T1 y T2), junto con el hidrograma de éste en la sección T2 (gráfico inferior).

Punto de control (sección)	Altitud [m s.n.m.]	Período de registro	Tipo de registro	Nº de medidas	Tmáx. [°C]	Tmed. [°C]	Tmín. [°C]	Amplitud [°C]	cv [%]
Río Turón (T1)	670	sep-08 a mar-10	P	53	18,9	11,8	8,5	10,4	14
Río Turón (T2)	580	ene-08 a may-10	P	115	18,2	13,5	10,6	7,6	12

Tabla 5.22. Principales parámetros estadísticos (valores máximo, medio, mínimo, amplitud y coeficiente de variación) de los valores de temperatura de las aguas superficiales del Río Turón, aguas arriba (T1) y aguas abajo (T2) del área de descarga subterránea de Sierra Blanquilla durante el período 2008-2010. En ambos casos el registro es puntual (P).

En general, todas las aguas estudiadas muestran una débil mineralización (Fig. 5.48), con valores de conductividad eléctrica comprendidos entre 233 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Río Turón, en T1) y 387 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (manantial de El Burgo, M-15). En todas las surgencias se registran picos individuales de mineralización como respuesta a cada evento de recarga, mientras que, las

aguas superficiales (*T1* y *T2*) se diluyen como consecuencia de las precipitaciones y la escorrentía superficial asociada (Fig. 5.48).

Los valores de la conductividad eléctrica del agua del Río Turón, especialmente en la sección *T2*, y del manantial de El Burgo se asemejan en estiaje y difieren durante los periodos de escorrentía superficial continuada (Fig. 5.48), tanto más cuanto mayor es ésta (por ejemplo, durante el año hidrológico 2009/2010). La conductividad eléctrica del agua de los manantiales permanentes muestra una variación análoga en el tiempo, aunque los valores en el manantial de El Burgo son ligeramente superiores a los del de la Hierbabuena (M-14). Esta diferencia es casi constante (en torno a 20 $\mu\text{S}/\text{cm}$; Fig. 5.48), al menos, durante los periodos en los que el registro de la última surgencia es más completo (primavera-verano), cuando es posible acceder al punto de medida.

En cuanto a las aguas drenadas por los manantiales *trop plein*, su mineralización es inferior a las del manantial de El Burgo y generalmente superior a la de las aguas superficiales del río en *T1* (Fig. 5.48). El agua del manantial de Tp1-Hierbabuena (M-11) presenta un valor medio de conductividad eléctrica de 293 $\mu\text{S}/\text{cm}$, mientras que el de Tp2-Hierbabuena (M-9) es de 309 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Tab. 5.16). La diferencia en la mineralización de las aguas de los dos manantiales *trop plein* disminuye conforme aumenta la magnitud de las crecidas del río y es mínima en el período de lluvias de 2009/2010: los valores de conductividad eléctrica se parecen más durante la crecida de este año hidrológico.

En condiciones hidrodinámicas de aguas bajas, cuando los manantiales *trop plein* y el río en *T1* están secos, el caudal del río procede exclusivamente de los manantiales permanentes, que drenan aguas con mayor conductividad eléctrica, como demuestra la similitud de los valores de este parámetro de las aguas del río (en *T2*) y del manantial de El Burgo durante el estiaje de los años hidrológicos 2007/2008 y 2008/2009 (Fig. 5.48). Las aguas superficiales del Río Turón alcanzan un grado de mineralización similar a la de las aguas subterráneas, puesto que la contribución de estas últimas supone más del 89 % de media (Fig. 5.47B). No obstante, durante las crecidas extraordinarias (enero y febrero de 2010; Fig. 5.48), cuando los caudales superficiales son máximos, se produce una dilución y enfriamiento de mayor magnitud en las aguas del río, en las dos secciones controladas (*T1* y *T2*).

La figura 5.49 muestra la evolución temporal de la conductividad eléctrica y la desviación estándar de los contenidos puntuales de NO_3^- (diferencia entre el valor puntual y el promedio de cada serie de datos) en los manantiales de El Burgo, Hierbabuena y Tp1-Hierbabuena, durante el período de estudio. También se representa el hidrograma del Río Turón, en la sección *T1*, y el registro puntual de conductividad eléctrica del agua del río en esta sección.

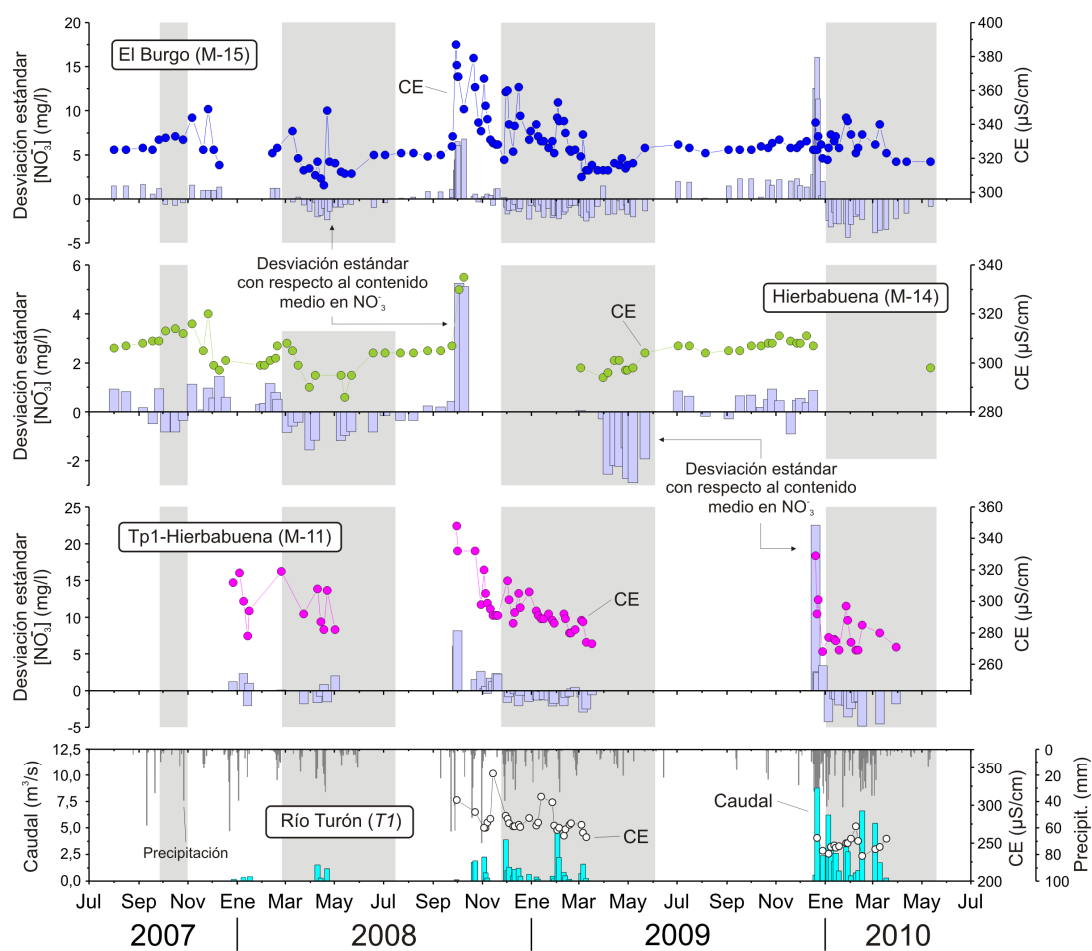


Figura 5.49. Evolución temporal de la desviación estándar de los contenidos en NO_3^- (barras) y de la conductividad eléctrica del agua de los manantiales de El Burgo (M-15), Hierbabuena (M-14) y Tp1-Hierbabuena (M-11) durante el período de investigación. En la parte inferior, se muestra el hidrograma del Río Turón en la sección T1, la evolución de la conductividad eléctrica del agua del río en dicho punto y el registro de precipitaciones de la estación de Añoreta. Las áreas sombreadas en color gris indican los períodos en los que se produce la dilución de las concentraciones de NO_3^- de las aguas de las tres surgencias.

En las series temporales de conductividad eléctrica y desviación estándar de las concentraciones de NO_3^- del agua de las tres surgencias (Fig. 5.49) se registran los valores máximos al inicio del período de lluvias (septiembre-octubre de 2008 y diciembre de 2009), seguidos de una disminución generalizada de ambos parámetros (áreas grises en la figura 5.49), coincidiendo con las situaciones de crecida en el Río Turón y en los tres manantiales considerados. Tras esta dilución, y una vez cesa la precipitación y el flujo de agua superficial por el río en la sección T1, los contenidos en NO_3^- vuelven a presentar valores de desviación estándar positiva durante el período de agotamiento, al mismo tiempo que los valores de conductividad eléctrica aumentan levemente y el caudal en el río, aguas arriba de los manantiales (en T1), cesa.

Las aguas de escorrentía del Río Turón parecen lixiviar los NO_3^- producidos en su cuenca alta (Valle de Lifa; Fig. 5.46), coincidiendo con las primeras precipitaciones de cada año hidrológico, lo que explicaría el máximo de concentración causado por los primeros episodios de recarga significativos, con valores muy por encima de la media en los manantiales donde se ha llevado a cabo un muestreo más continuado (Fig. 5.49). No obstante, cuando existen lluvias abundantes y escorrentía en el Río Turón, se produce una dilución y los contenidos en NO_3^- son inferiores a la media. En estiaje, cuando el río está seco en la sección T1 y no llega agua de escorrentía, los contenidos en NO_3^- aumentan ligeramente hasta recuperar los valores habituales de la descarga subterránea. Esto corrobora la interacción entre las aguas superficiales y las subterráneas en el área de estudio.

Se ha realizado un análisis de componentes principales (ACP) con todas las muestras de agua de los manantiales y del Río Turón. Los resultados se presentan en la tabla 5.23 y en la figura 5.50. Para llevar a cabo el tratamiento estadístico se han considerado 330 muestras y las 12 variables hidroquímicas que aparecen en la tabla 5.23. Los tres componentes principales del ACP explican el 74,3 % de la varianza total: 36,4 % el factor 1, 26,7 % el factor 2 y 11,2 % el factor 3.

	CE	Temp	Ca^{+2}	Na^+	Mg^{+2}	TAC	Cl^-	NO_3^-	SO_4^{-2}	COT	$\log\text{PCO}_2$	IS_{CAL}
CE	1											
Temp	0,435	1										
Ca^{+2}	0,717	0,072	1									
Na^+	0,542	0,039	0,546	1								
Mg^{+2}	0,360	0,617	-0,074	-0,051	1							
TAC	0,817	0,202	0,747	0,618	0,157	1						
Cl^-	0,700	0,239	0,709	0,580	0,028	0,631	1					
NO_3^-	0,107	0,268	0,172	-0,008	0,159	-0,107	0,372	1				
SO_4^{-2}	0,114	0,347	-0,155	-0,278	0,532	-0,262	-0,090	0,277	1			
COT	0,239	-0,243	0,535	0,403	-0,578	0,340	0,488	0,267	-0,502	1		
$\log\text{PCO}_2$	0,589	0,453	0,443	0,253	0,391	0,434	0,306	0,096	0,230	-0,113	1	
IS_{CAL}	-0,257	-0,387	-0,071	-0,006	-0,362	-0,035	-0,010	-0,111	-0,350	0,288	-0,891	1

Tabla 5.23. Matriz de correlación del ACP efectuado con los datos hidroquímicos de los manantiales del área de descarga de Sierra Blanquilla (borde S) y de las aguas superficiales del Río Turón (en T1 y T2).

La conductividad eléctrica de las aguas está bien correlacionada con las variables que más condicionan la mineralización del agua: TAC, Ca^{+2} , Cl^- ; y, en menor grado, $\log\text{PCO}_2$ y Na^+ (Tab. 5.23 y Fig. 5.50A, factor 1). La correlación también es significativa entre los pares de variables Temp- Mg^{+2} , Ca^{+2} -COT y Mg^{+2} - SO_4^{-2} . Estos componentes hidroquímicos, así como COT e IS_{CAL} , permiten distinguir claramente entre aguas superficiales, con mayores valores de estos dos últimos parámetros, y aguas subterráneas, caracterizadas por su mayor temperatura y concentraciones más elevadas de Mg^{+2} y SO_4^{-2} (factor 2, Fig. 5.50A) y por

valores más elevados de conductividad eléctrica. La variable NO_3^- es explicada por el factor 3 (no incluido en la figura 5.50) y presenta una correlación estadística muy baja, no significativa, con las otras variables (Tab. 5.23), lo cual es congruente con un origen distinto del resto del conjunto, como se ha indicado previamente.

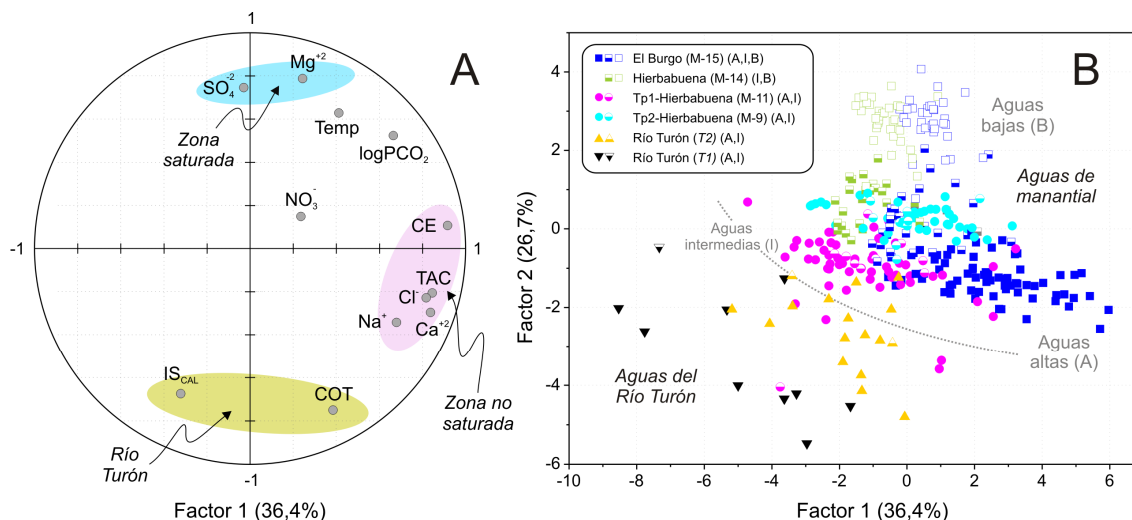


Figura 5.50. Representación de los planos factoriales (A: espacio de las variables y B: espacio de las unidades estadísticas) del ACP realizado con los datos hidroquímicos de los manantiales permanentes y trop plein del área de descarga subterránea de Sierra Blanquilla hacia el Valle del Río Turón y las aguas superficiales de dicho río.

Las aguas del manantial de El Burgo (M-15) muestran los mayores valores de conductividad eléctrica, sobre todo en crecida, cuando aumentan los valores de TAC y los contenidos de Ca^{+2} y Cl^- (Fig. 5.50B). En estiaje presentan mayores valores de temperatura, Mg^{+2} y SO_4^{2-} y valores más bajos de COT e IS_{CAL} . En aguas bajas, las aguas del manantial de Hierbabuena (M-14) presentan una composición química similar a las de El Burgo, aunque las primeras son algo menos mineralizadas. Las aguas de las surgencias *trop plein* comparten ciertas características químicas con las de los manantiales permanentes tomadas en situaciones de aguas altas y en condiciones intermedias. Por otro lado, las aguas del manantial de Tp2-Hierbabuena (M-9) muestran valores más elevados de temperatura y TAC y mayores concentraciones de Mg^{+2} que las aguas de la surgencia de Tp1-Hierbabuena (M-11), aunque con contenidos más bajos de COT.

El ACP llevado a cabo pone de manifiesto la existencia de diferentes tipos de agua que interaccionan en el tramo del Río Turón donde se produce la descarga de agua subterránea procedente de Sierra Blanquilla (Fig. 5.46). Así, la figura 5.50B demuestra que el agua del río en la sección T2 es una mezcla del agua superficial y del agua subterránea de los manantiales que descargan en el tramo comprendido entre los puntos T1 y T2. Las muestras de agua recogidas en la sección T2 del río están más próximas a las de los manantiales, lo

que constata que la proporción de agua de estos últimos es mayor en la mezcla. Las aguas que fluyen por el río en la sección T1 son menos mineralizadas porque presentan los valores más bajos en la mayoría de sus componentes químicos (Fig. 5.50B), han sufrido procesos de desgasificación o pérdida de CO₂ en contacto con la atmósfera (con el consiguiente aumento de IS_{CAL}), tienen mayores contenidos en COT por el arrastre superficial de este componente del suelo y los contenidos más elevados en NO₃⁻ por las actividades ganaderas existentes en el área del Valle de Lifa (Fig. 5.46). Al llegar a la zona de descarga de Sierra Blanquilla se produce un aumento de la mineralización, debido al aumento de TAC y de buena parte de los componentes químicos del agua: Ca⁺², Mg⁺², SO₄⁻² y Cl⁻, entre otros. Sin embargo, los contenidos en NO₃⁻ disminuyen como consecuencia de la aportación de aguas subterráneas con concentraciones más bajas en dicho componente y de la propia dilución asociada al aumento de esorrentía durante el periodo de aguas altas (Fig. 5.49).

5.2.8 Evolución hidrogeoquímica de las aguas en el área de descarga de Sierra Blanquilla hacia el Río Turón

La composición química de las aguas en sistemas kársticos depende fundamentalmente de la disolución, en proporciones variables, de calcita y dolomita, que constituyen las secuencias litológicas de naturaleza carbonática (White, 1988; Ford y Williams, 2007). La disolución de minerales carbonáticos se produce por las aguas de infiltración, que disuelven CO₂ de la cobertera edáfica de los acuíferos (White, 1988; Drever, 1997; Parkhurst y Appelo, 1999).

En el ámbito geológico perimediterráneo, el sustrato de los acuíferos carbonáticos, con frecuencia, está constituido por formaciones evaporíticas (Plummer *et al.*, 1990; Abdesselam *et al.*, 2000; Capaccioni *et al.*, 2001; López-Chicano *et al.*, 2001; Cardenal *et al.*, 1994; Moral *et al.*, 2008), que incluyen minerales como yeso, anhidrita, halita, silvina y carnalita, más solubles en las aguas subterráneas. Los procesos hidrogeoquímicos que tienen lugar en este tipo de acuíferos están controlados por las reacciones de disolución/precipitación del sistema calcita-dolomita-yeso y condicionados por la disponibilidad de estos minerales, las condiciones termodinámicas y la cinética de reacción de las fases minerales (Jacobson y Langmuir, 1974; Freeze y Cherry, 1979; Drever, 1997; Parkhurst y Appelo, 1999; Moral *et al.*, 2008).

La relación rMg/Ca refleja la abundancia relativa de calcita sobre dolomita o viceversa en la formación acuífera (Langmuir, 1971; White, 1988; Fairchild *et al.*, 2000), por lo que permite estimar, de forma aproximada el predominio de una litología (caliza o

dolomía) sobre la otra. Debido a las diferencias en la cinética de reacción entre la calcita y la dolomita, mucho más rápida en la primera, la relación rMg/Ca es, además, un indicador cualitativo del tiempo de permanencia en el acuífero (o grado de interacción agua-roca) y, consecuentemente, de la velocidad de flujo de las aguas en este tipo de medios (Mudry, 1987; Emblanch 1998; Cardenal *et al.*, 1994; López-Chicano *et al.*, 2001; Moral *et al.*, 2008). No obstante, en ciertas ocasiones, la interpretación de esta relación iónica puede resultar ambigua, ya que también depende de la disponibilidad mineral, en concreto de la dolomita, a lo largo de una línea de flujo: a mayor cantidad de dolomita, mayor es rMg/Ca , sin que por ello sea estrictamente necesario un mayor tiempo de permanencia del agua subterránea en el interior del acuífero.

Los valores de la relación rMg/Ca de las aguas de los manantiales de El Burgo (M-15), Hierbabuena (M-14) y Tp1-Hierbabuena (M-11) están correlacionados positivamente con las concentraciones de SO_4^{2-} (Fig. 5.51). La tendencia que describen en la figura 5.51 (línea A) demuestra que la evolución hidrogeoquímica de las aguas está influenciada por la disolución de minerales evaporíticos sulfatados que constituyen el sustrato del acuífero.

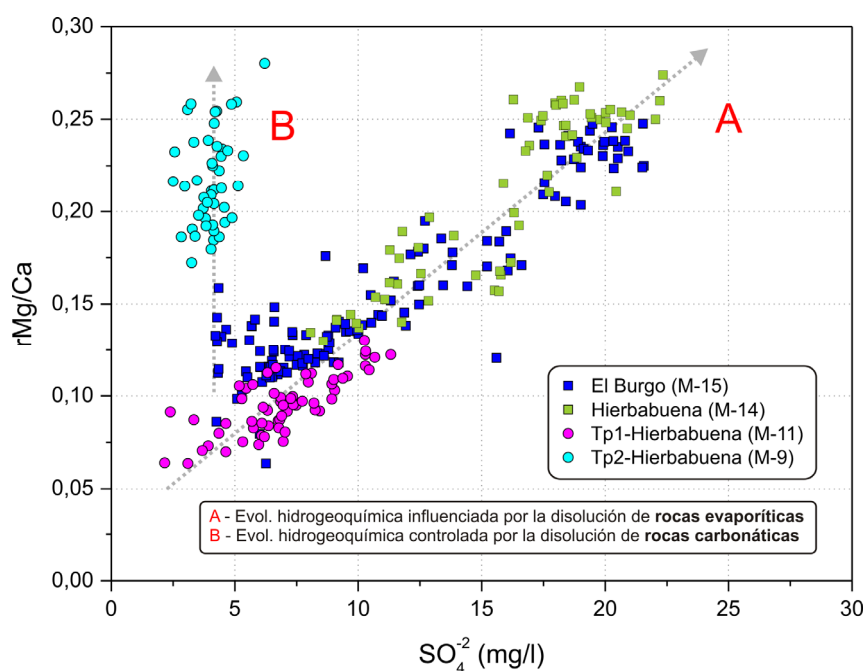


Figura 5.51. Relación entre Mg/Ca y el contenido en SO_4^{2-} de las aguas drenadas por los principales manantiales de Sierra Blanquilla, que constituyen el área de descarga subterránea hacia el Valle del Río Turón.

En condiciones de aguas altas, cuando los contenidos de SO_4^{2-} son mínimos (Fig. 5.51), la proporción de Ca^{+2} aumenta con respecto a la de Mg^{+2} , mientras que en situaciones de aguas bajas (contenidos máximos en SO_4^{2-}), es la concentración de Mg^{+2} la que aumenta con respecto a la de Ca^{+2} . No obstante, en condiciones excepcionales de recarga, en un grupo

reducido de aguas de la surgencia de El Burgo registran valores de rMg/Ca ligeramente superiores a los que cabría esperar (para una concentración de en torno a 5 mg/l de SO_4^{-2}), de acuerdo con la tendencia general que marca la evolución geoquímica de la mayoría de las muestras (tendencia A; Fig. 5.51).

Las aguas del manantial *trop plein* Tp2-Hierbabuena, recogidas exclusivamente en condiciones de aguas altas (cuando la surgencia está activa), presentan valores de rMg/Ca relativamente elevados (superiores a 0,15) y un menor rango de variación que el resto (Fig. 5.51). Los contenidos en SO_4^{-2} son mínimos, en torno a 4 mg/l. La distribución de las muestras de la surgencia Tp2-Hierbabuena en la figura 5.51 (tendencia B) responde a una evolución hidrogeoquímica marcada por la disolución, en proporciones variables, de calcita y dolomita.

Se ha llevado a cabo la representación de las relaciones iónicas más significativas entre los componentes químicos Ca^{+2} , Mg^{+2} , TAC y SO_4^{-2} (Fig. 5.52A-D), para conocer la influencia de los materiales evaporíticos triásicos sobre las características químicas del agua del manantial de El Burgo (M-15).

Las concentraciones de Ca^{+2} decrecen generalmente de forma exponencial, a medida que aumentan los contenidos en SO_4^{-2} de las aguas de la surgencia (Fig. 5.52A). No obstante, en las muestras recogidas durante el estiaje, esta tendencia se ve interrumpida por un aumento de las concentraciones de Ca^{+2} conforme a las de SO_4^{-2} .

Los contenidos en Mg^{+2} muestran una correlación positiva con los de SO_4^{-2} , de manera que se registran los valores máximos de ambos componentes en condiciones de aguas bajas (Fig. 5.52B). No obstante, las concentraciones de Mg^{+2} no son muy elevadas, del orden de 5 veces menos que las de Ca^{+2} .

El índice de saturación en calcita de las aguas, en condiciones de aguas altas (contenidos mínimos en SO_4^{-2}), varía desde aguas subsaturadas hasta sobresaturadas en este mineral (Fig. 5.52C). En situaciones intermedias, las aguas se encuentran mayoritariamente sobresaturadas en calcita y en estiaje presentan un estado de equilibrio o subsaturación de calcita, aunque predomina este último.

Los valores de $Ca+Mg-TAC$ aumentan conforme lo hacen los contenidos en SO_4^{-2} (Fig. 5.52D), aunque hasta un valor umbral de este último (0,7-0,8 meq/l) a partir del cual los valores de $Ca+Mg-TAC$ tienden a ser relativamente constantes. Esto ocurre, sobre todo, en las aguas del manantial recogidas en condiciones hidrodinámicas de aguas bajas.

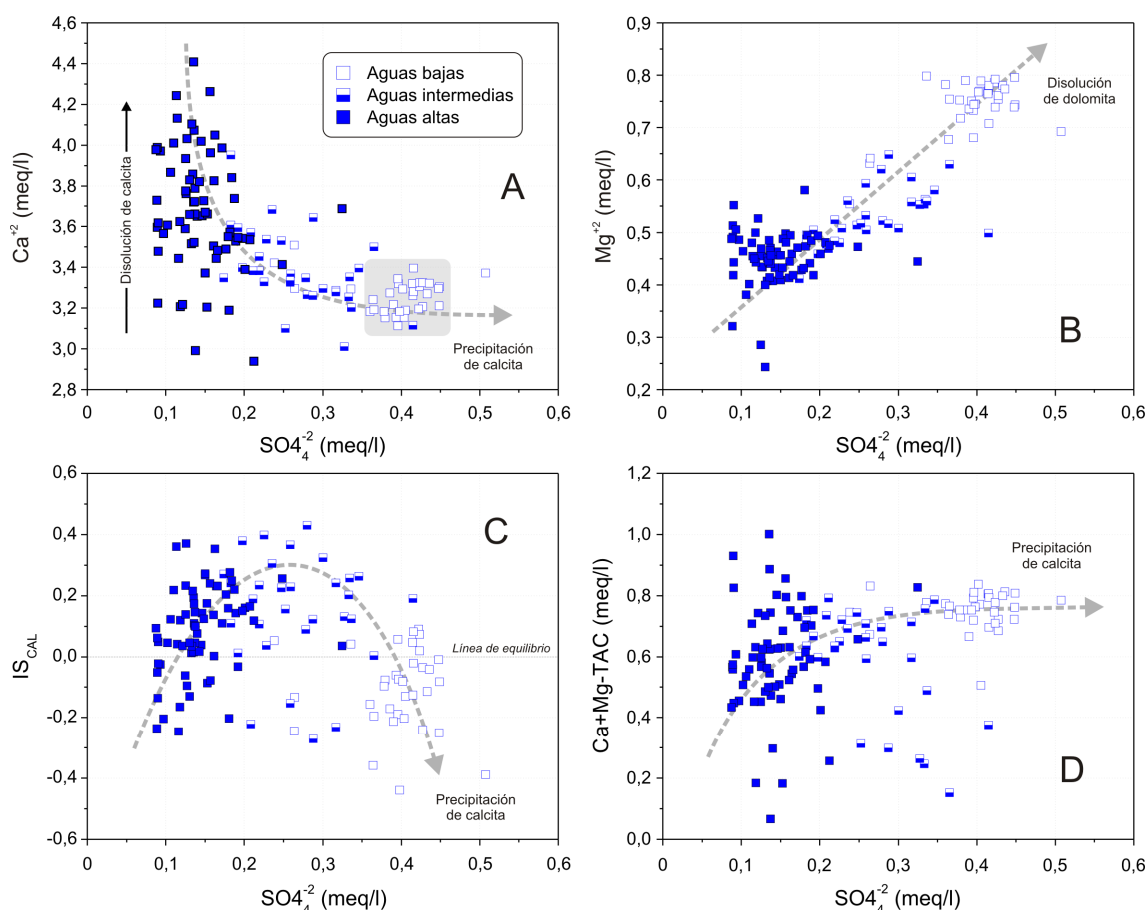
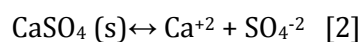
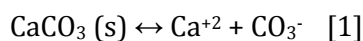


Figura 5.52. Relaciones iónicas entre los contenidos de Ca^{2+} y Mg^{2+} y los valores de IS_{CaL} y Ca+Mg-TAC frente a las concentraciones de SO_4^{2-} (A-D) del agua del manantial de El Burgo (M-15).

Se han calculado las fracciones de Ca^{2+} de las aguas, que proceden de un origen carbonático y evaporítico, mediante las relaciones estequiométricas de las reacciones químicas que controlan los procesos de disolución/precipitación de calcita y yeso (Eqs. 1 y 2). Se ha asumido que todo el SO_4^{2-} disuelto procede de la disolución de minerales evaporíticos y que tanto Ca^{2+} como SO_4^{2-} se encuentran en estado iónico y no en forma de complejos.



El contenido en Ca^{2+} procedente de la disolución de yeso se ha restado al total disuelto (valor medido) en cada una de las muestras, para obtener la concentración de Ca^{2+} que se disuelve a partir de la calcita y dolomita. La fracción evaporítica procede de la disolución de minerales ricos en Ca^{2+} y SO_4^{2-} , según el ratio molar 1:1. Por cada mol de CaSO_4 (mineral), se disocian un mol de Ca^{2+} y otro de SO_4^{2-} . La fracción restante corresponde al producto de disolución de rocas carbonáticas.

La figura 5.53 muestra las evoluciones temporales de la relación Mg/Ca residual de las aguas del manantial de El Burgo (M-15), que sólo tiene en cuenta la parte de Ca^{+2} y Mg^{+2} procedente de la disolución de calcita y dolomita. También se representan los contenidos de Ca^{+2} total, medidos inicialmente en las aguas (Ca^{+2} de origen carbonático y evaporítico), y los de procedencia carbonática (una vez sustraída la proporción de Ca^{+2} evaporítico).

Las composiciones químicas ricas en Mg^{+2} predominan en las muestras recogidas en períodos de aguas bajas, mientras que los términos composicionales con mayores contenidos de Ca^{+2} están mejor representados en las épocas de aguas altas, en condiciones de recarga (Fig. 5.53A).

La contribución media de Ca^{+2} de origen evaporítico (disolución de yeso) al contenido total disuelto de Ca^{+2} es del 8 %. Las mayores aportaciones de Ca^{+2} evaporítico tienen lugar, generalmente, en períodos no influenciados por la recarga (estiaje de los años hidrológicos 2007/08 y 2008/09; Fig. 5.53B), en los que se alcanza un valor máximo del 18 % (julio de 2009). Esta fracción de Ca^{+2} evaporítico es prácticamente nula en períodos de lluvias, debido al elevado grado de dilución de las aguas, sobre todo de octubre de 2008 a marzo de 2009 y de enero a abril de 2010.

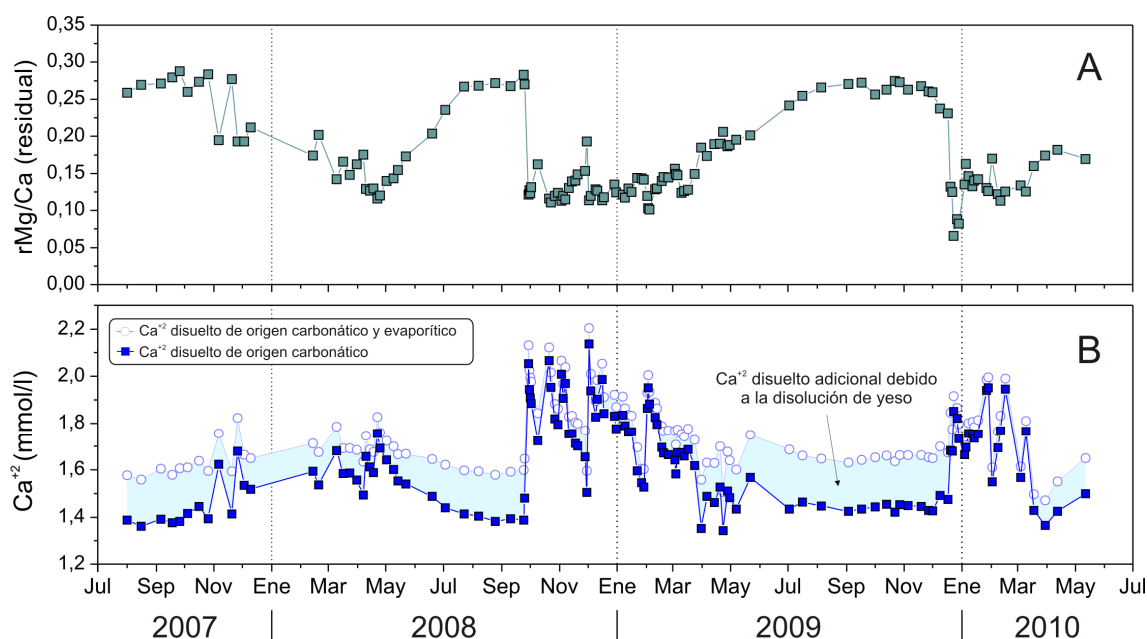


Figura 5.53. Evolución temporal de la relación Mg/Ca residual (Ca^{+2} molar procedente de la disolución de minerales carbonáticos) y del Ca^{+2} disuelto en las aguas del manantial de El Burgo (M-15): total -medido- (carbonatos más evaporitas) y de origen exclusivamente carbonático -calculado-.

En definitiva, las concentraciones de SO_4^{-2} de las aguas de la mayoría de los manantiales del Río Turón, a excepción de Tp2-Hierbabuena (M-9), son indicativas de la disolución de yeso diseminado en las arcillas triásicas con evaporitas que se encuentran en

la base del acuífero carbonático (corte hidrogeológico A-A' de la figura 5.23 y Figs. 5.52 y 5.53). Este proceso condiciona la evolución geoquímica de las aguas de los acuíferos carbonáticos jurásicos y modifica la composición química original, que está controlada fundamentalmente por la disolución de calcita y dolomita. El aumento de los contenidos en SO_4^{2-} y Mg^{+2} de las aguas, a causa de la disolución de yeso y dolomita, y la disminución de las concentraciones de Ca^{+2} , así como de los valores de TAC y IS_{CAL} denotan la precipitación de calcita por efecto de ión común en condiciones de aguas bajas (Fig. 5.53A y C). La influencia de las rocas evaporíticas sobre la composición química de las aguas de los acuíferos carbonáticos se ha puesto de manifiesto en otras zonas de estudio del S de España, en contextos geológicos similares (López-Chicano *et al.*, 2001; Moral *et al.*, 2008; Martos-Rosillo *et al.*, 2009; Mudarra y Andreo, 2011; Barberá y Andreo, 2011).

5.2.9 Síntesis hidrogeológica del acuífero de Sierra Blanquilla

Los afloramientos carbonáticos del acuífero de Sierra de Blanquilla ocupan una superficie de 35,2 km². Las calizas y dolomías presentan una estructura anticlinal “en cofre”, de dirección NE-SO e inmersión hacia el NE, que ha sido compartimentada en bloques por fallas transversales. Los límites y la geometría del acuífero han sido precisados mediante ensayos de trazadores, cuyos resultados son coherentes con la desconexión hidrogeológica entre las sierras Blanquilla e Hidalga y la división de la primera en dos sectores principales: uno occidental (límitrofe con el Valle de Lifa), con descarga visible por el manantial de Hidalga (M-3) y subterránea -oculta- hacia la Depresión de Ronda; y otro centro-oriental (relieves al S del Puerto del Viento y vertiente S del Cerro de Juan Pérez), drenado por los manantiales del Río Turón.

La descarga más importante del acuífero se dirige hacia el borde meridional, donde los manantiales permanentes El Burgo (M-15) y Hierbabuena (M-14), y *trop pleins* Tp1-Hierbabuena (M-11) y Tp2-Hierbabuena (M-9), constituyen una importante área de descarga subterránea en el Valle del Río Turón (Fig. 5.54). En conjunto, el caudal medio de las cuatro surgencias -descarga subterránea neta-, medido en el Río Turón mediante aforos diferenciales, es de 495 l/s durante el período de investigación.

La magnitud de los caudales y la rapidez de las repuestas hidrodinámicas frente a las precipitaciones, deducidas a partir del análisis individual de los hidrogramas de los cuatro manantiales y mediante aforos diferenciales en el río (descarga subterránea neta) sugieren un gran desarrollo de la karstificación en el acuífero de Sierra Blanquilla (Fig. 5.54). El

análisis comparativo de los caudales de los manantiales del Río Turón ha permitido establecer un caudal de descarga de 1.100 l/s de los manantiales permanentes (El Burgo y Hierbabuena) a partir del cual entran en funcionamiento las surgencias *trop plein* (Tp1-Hierbabuena y Tp2-Hierbabuena).

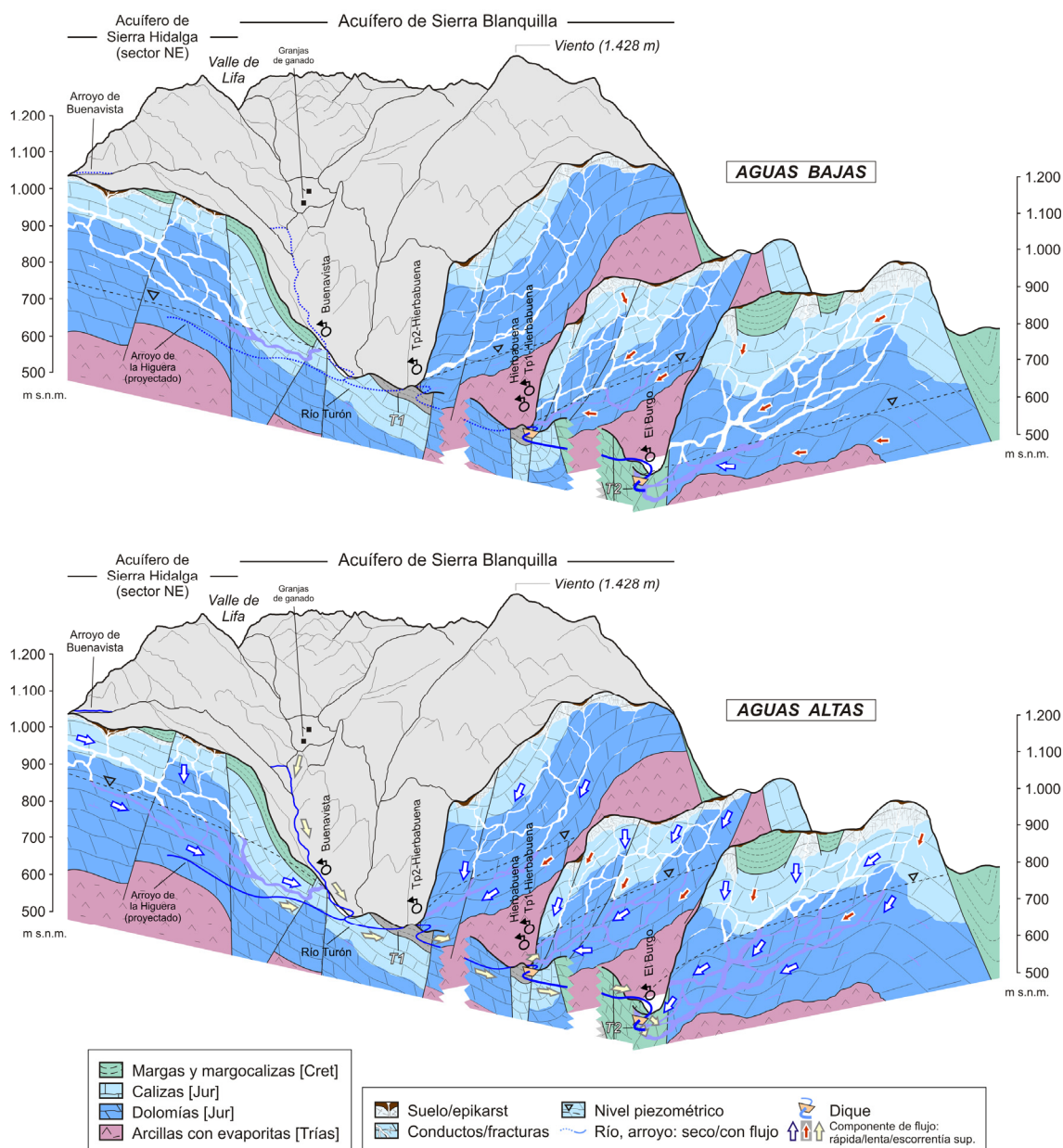


Figura 5.54. Esquema hidrogeológico conceptual del funcionamiento del área de descarga del acuífero de Sierra Blanca hacia el Valle del Río Turón, en condiciones hidrodinámicas de agotamiento (bloque superior) y de crecida (bloque inferior).

Los parámetros característicos de la decrecida y agotamiento de la serie de caudales de descarga subterránea neta ponen de manifiesto que el sector centro-oriental del acuífero presenta un drenaje propio de sistemas con un elevado grado de karstificación, aunque

hidrodinámicamente complejos. El análisis de la curva de agotamiento del manantial de la Hierbabuena (M-14), con valores mínimos del parámetro k , corrobora la hipótesis anterior y, además, demuestra la baja capacidad de regulación natural del sistema. No obstante, la existencia de presas de regulación de avenidas a lo largo del Río Turón, especialmente en las inmediaciones de los manantiales permanentes (Fig. 5.54), modifica el régimen hidrodinámico del acuífero y, consecuentemente, enmascara los parámetros hidráulicos intrínsecos de éste. Por tanto, los tiempos de decrecida deben ser aún más cortos que los obtenidos y los coeficientes de agotamiento mayores.

Los valores de temperatura más elevados de las aguas del manantial Tp2-Hierbabuena (M-9) y su escasa variabilidad, contrastan con las aguas más frías y las marcadas variaciones de temperatura registradas en las surgencias de El Burgo (M-15) y de Tp1-Hierbabuena (M-11). Esta diferencia en la capacidad de modular la transferencia de la temperatura de las aguas sugieren una mayor homogeneización térmica en el sector drenado por el manantial *trop plein* Tp2-Hierbabuena, lo que permite deducir una menor mezcla con las aguas del Río Turón. La temperatura registrada en las aguas del manantial Tp1-Hierbabuena, con valores comprendidos entre las aguas subterráneas y las superficiales, podría explicarse por la influencia -térmica- de las aguas del Río Turón en el área de descarga de la surgencia (Fig. 5.54).

Las aguas drenadas por los principales manantiales del acuífero muestran composiciones químicas variables, con facies de tipo bicarbonatada cálcica, en los sectores acuíferos central y oriental, y bicarbonatada-sulfatada cálcica, en el occidental. Existe una gran variabilidad en la evolución temporal de las respuestas naturales, que es más elevada en las surgencias que descargan hacia el borde S del acuífero.

El sector drenado por los manantiales de El Burgo, Hierbabuena y Tp1-Hierbabuena presenta un funcionamiento marcadamente kárstico (Fig. 5.54), como sugieren los tiempos de respuesta rápidos frente a las lluvias (1-7 días), los amplios rangos de variación y formas plurimodales de las curvas de distribución de frecuencias de la conductividad eléctrica y las variaciones de gran magnitud de todos los parámetros hidroquímicos e isotópicos registrados en sus aguas.

Las características hidroquímicas de las aguas del manantial de Hidalgo (sector occidental del acuífero), con una mineralización elevada y concentraciones más altas de la mayoría de componentes hidroquímicos, ponen de manifiesto la mayor influencia de los materiales evaporíticos triásicos de la base del acuífero en el sector occidental.

La contribución de la zona no saturada al flujo de los manantiales que drenan hacia el Río Turón es máxima en los períodos lluviosos, debido a que el drenaje kárstico está más desarrollado en las zonas más superficiales del acuífero (Fig. 5.54B). Tanto en el epikarst

como en el resto de la zona no saturada, los procesos de karstificación (disolución de calcita y dolomita) se producen con cierta intensidad.

La participación de la zona saturada es variable según el manantial que se considere (Fig. 5.54): en los permanentes (El Burgo y Hierbabuena) es mínima en períodos de recarga y predominante en estiaje, mientras que en los *trop pleins* (Tp1-Hierbabuena y Tp2-Hierbabuena) es relativamente escasa, aunque mayor en el último. La evolución hidrogeoquímica de las aguas almacenadas en zonas más profundas del acuífero está marcada por la interacción con los materiales evaporíticos triásicos del basamento.

La relación de transferencia entre las aguas superficiales y las aguas subterráneas en el Valle del Río Turón, aunque difícil de precisar, ha sido constatada mediante el uso conjunto de trazadores artificiales y naturales. Los resultados de los ensayos de trazadores, así como la información hidrodinámica, hidrotérmica, hidroquímica e isotópica han contribuido a la mejor comprensión del funcionamiento hidrogeológico de los manantiales que drenan hacia el Río Turón, en el borde S de Sierra Blanquilla (Fig. 5.54). Esta área de descarga constituye un almacén de recursos hídricos de cierto potencial, pero que se ven mermados por el escaso poder de regulación natural del acuífero.

5.3 EL SISTEMA HIDROLÓGICO DE LA FUENSANTA

5.3.1 Antecedentes y justificación de la investigación

El manantial de la Fuensanta (M-12), localizado en el límite más meridional del área de estudio (Fig. 5.55) se ha relacionado tradicionalmente con la descarga de agua subterránea del sector más oriental del acuífero de Sierra Hidalga (IGME, 1983; DPM, 1988; CHS-IGME-GHUMA, 2004; DPM-IGME-GHUMA, 2007). En el transcurso de la presente investigación se han llevado a cabo varios ensayos de trazadores artificiales (véase apartado 5.1.6 de esta Memoria) para constatar la posible conexión hidrogeológica entre el sector centro-oriental de este macizo carbonático y la surgencia de la Fuensanta, aunque en ninguno de los casos se ha detectado en el manantial la presencia de los trazadores artificiales inyectados en Sierra Hidalga.

En este apartado se trata de precisar el área de recarga del manantial de la Fuensanta, que emerge en medio de un extenso afloramiento de margocalizas cretácicas - materiales considerados generalmente de baja permeabilidad- y evaluar las relaciones entre las aguas superficiales y subterráneas en el entorno de la surgencia, en la denominada área de la Fuensanta.

5.3.2 Localización y contexto geológico

La cuenca vertiente al Arroyo de la Fuensanta y a su tributario, el Arroyo del Convento (Fig. 5.55), ocupa una extensión de 22,9 km². Las litologías que afloran son principalmente margocalizas cretácicas, si bien en determinados sectores podrían considerarse calizas margosas, dado su elevado contenido en carbonatos. En cualquier caso, estos materiales se incluyen en el dominio Subbético Interno occidental o Penibético. Al S, afloran entre otros materiales areniscas, dolomías, conglomerados y brechas calcáreas (no diferenciados en la figura 5.55) de edades comprendidas entre el Pérmico y el Mioceno, pertenecientes a los complejos Maláguide y de la Dorsal, pertenecientes ambos a la Zona Interna de la Cordillera Bética. Las margocalizas y calizas margosas cretácicas constituyen el núcleo de una estructura sinclinal, alineada según la dirección NE-SO (mapa geológico y corte geológico E-E' adjuntos). Dicha estructura queda limitada al N por las calizas y dolomías jurásicas del flanco meridional del anticlinal de Sierra Blanquilla, mediante fallas normales e inversas, mientras que al S es cabalgada por los materiales maláguides.

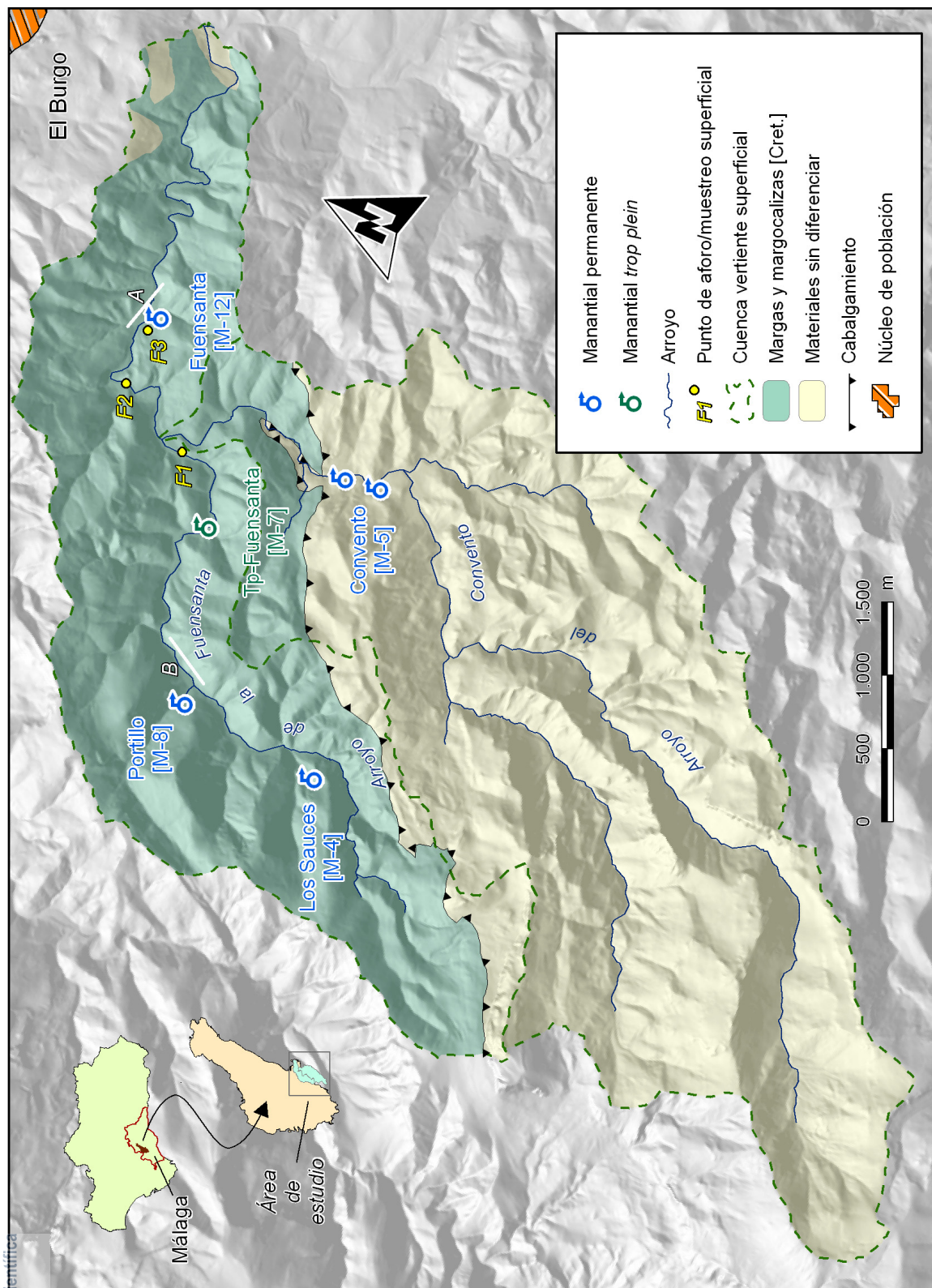


Figura 5.55. Esquema hidroológico-hidrogeológico del área de la Fuensanta. Las secciones A y B representan los perfiles de prospección geoelectrónica realizados en la zona de estudio.

En el marco de la presente Tesis Doctoral, se ha realizado una campaña de prospección geofísica en el área próxima al manantial de la Fuensanta (Fig. 5.55), con objeto de determinar la profundidad del contacto litológico entre las calizas margosas cretácicas y las calizas jurásicas que estratigráficamente se encuentran por debajo de las primeras. El estudio se llevó a cabo con la ayuda de los investigadores Jesús Galindo-Zaldivar (Universidad de Granada) y Antonio Pedrera (IGME). El método geofísico seleccionado fue el de tomografía eléctrica, que permite estimar los valores de resistividad eléctrica y polarización inducida del terreno, tras inducir una carga eléctrica al mismo. La profundidad máxima de exploración fue de 60 m.

Se realizaron dos perfiles de investigación (Figs. 5.55 y 5.56): uno (A) a escasos metros del manantial, con 355 m de longitud y orientado prácticamente según la dirección del Arroyo de la Fuensanta en esta zona (ONO-ESE), y otro (B) en las inmediaciones de la surgencia de Portillo (M-8), con 300 m de longitud y paralelo al trazado casi rectilíneo del mismo arroyo en este tramo (OSO-ENE).

El perfil A (Fig. 5.56, arriba) muestra una zona superficial poco resistiva, atribuible a depósitos fluviales y coluviales. En profundidad, los materiales presentan valores bajos y más homogéneos de resistividad eléctrica, lo que puede interpretarse como materiales de fracción más arcilloso-margosa. No obstante, bajo el punto de surgencia (flecha negra; Fig. 5.56) parece existir una estructura profunda vertical (rectángulo de traza discontinua) que separa dos bloques con características resistivas diferentes: resistivo aguas arriba del manantial (ONO) y conductor aguas abajo (ESE). Dicha estructura podría representar una zona de falla, lo que es coherente con el hecho de que la surgencia emerge en una zona de fractura. Respecto a los datos de polarización inducida del perfil A (Fig. 5.56), los dos máximos profundos podrían corresponder a materiales más margosos.

En el perfil B (Fig. 5.56, abajo) se observa claramente el contacto entre el relleno superficial (más resistivo) y el basamento más profundo (conductor) que buza levemente hacia el extremo OSO del perfil. No obstante, las variaciones de resistividad eléctrica probablemente estén asociadas a los cambios de la fracción carbonática de los materiales cretácicos. Los valores de polarización inducida son bastante homogéneos, con un ligero aumento hacia la parte profunda del extremo OSO del perfil, que se interpretaría como más margosa.

Por consiguiente, no se han detectado, al menos hasta 60 metros de profundidad, materiales que puedan ser atribuidos a las calizas jurásicas. No obstante, las interpretaciones geofísicas deben ser contrastadas con sondeos mecánicos para precisar la profundidad a la que se encuentran estas últimas. A este respecto, Martín-Algarra (1987) estimó para el área de estudio considerada en esta Memoria (mapa geológico adjunto) una

potencia mínima de las calizas margosas cretácicas -Grupo Espartina- de 80 m (Puerto del Viento) y máxima de 200 m (Sierra de Teba). En el área de la Fuensanta estos materiales están replegados e intensamente deformados, por lo que es difícil estimar la profundidad a la que se encuentran las calizas jurásicas bajo los materiales cretácicos.

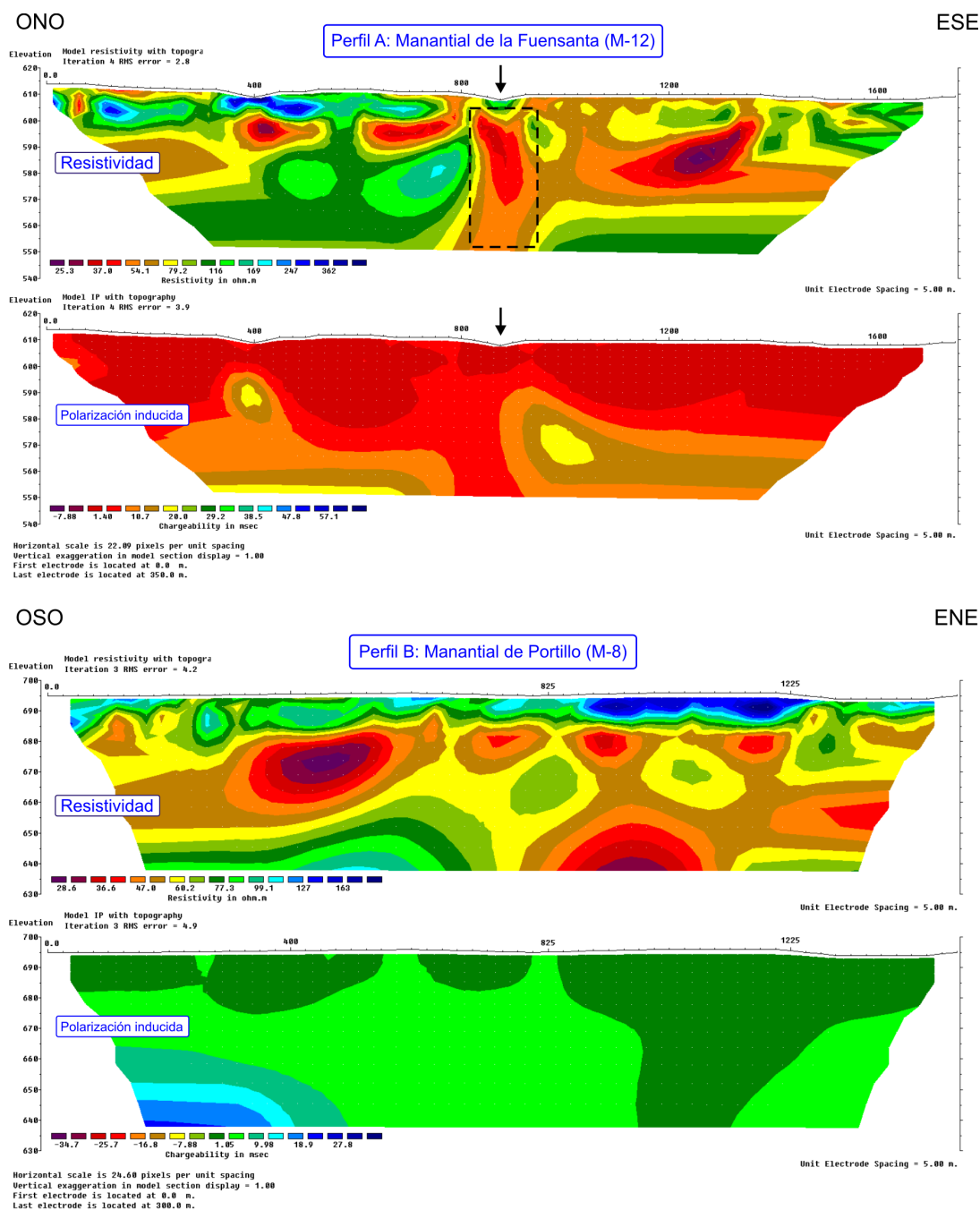


Figura 5.56. Perfiles geoelectricos de resistividad (arriba) y polarización inducida (abajo) realizados en el área de la Fuensanta: (A) próximo al manantial de la Fuensanta (M-12) y (B) en las inmediaciones de la surgencia de Portillo (M-8). La situación de ambos perfiles se indica en la figura 5.55.

5.3.3 Puntos de agua subterránea

En la cuenca del Arroyo de la Fuensanta existen numerosos manantiales asociados a las formaciones geológicas cretácicas, generalmente con bajos caudales. Entre ellos destaca el manantial de la Fuensanta (M-12), el más caudaloso y situado a menor altitud, a 620 m s.n.m. (Tab. 5.24 y Figs. 5.55 y 5.57A y B). El agua de esta surgencia se utiliza, en parte, para el mantenimiento del área recreativa adyacente. El resto del caudal se drena por el arroyo homónimo hacia el cauce del Río Turón, del que es afluente por la derecha.

Tipo	Denominación	Referencia	x-UTM [m]	y-UTM [m]	Cota [m s.n.m.]	Término municipal	Uso
Manantial	Los Sauces	M-4	322.631	4.069.413	765	El Burgo	Abrevadero y uso privado
	Convento	M-5	324.619	4.069.841	710	El Burgo	Abastecimiento privado
	Tp-Fuensanta	M-7	323.886	4.070.792	660	El Burgo	Sin uso
	Portillo	M-8	323.119	4.070.795	685	El Burgo	Sin uso
	Fuensanta	M-12	325.045	4.071.696	620	El Burgo	Riego de área recreativa

Tabla 5.24. Características principales de los manantiales inventariados en el área del Arroyo de la Fuensanta.

A unos 3 km al SO del manantial de la Fuensanta, junto a la pista forestal que recorre el área de estudio, emerge el manantial estacional Tp-Fuensanta (M-7; 660 m s.n.m.), que sólo drena agua tras períodos de abundantes lluvias (Tab. 5.24 y Figs. 5.55 y 5.57C). Los manantiales de Portillo (M-8, 685 m s.n.m.) y de los Sauces (M-4, 765 m s.n.m.) son permanentes y también drenan margocalizas o calizas margosas cretácicas. El agua de la última surgencia se aprovecha para el ganado y como abastecimiento privado. Todas las surgencias inventariadas vierten sus aguas, directa o indirectamente, hacia el Arroyo de la Fuensanta (Fig. 5.56).

La surgencia del Convento (M-5, 710 m s.n.m.) constituye la descarga visible de un pequeño afloramiento de dolomías maláguides hacia el arroyo homónimo. También hay descarga difusa a lo largo del cauce, 200-300 m aguas abajo del manantial. La polisurgencia está captada para el abastecimiento de las propiedades privadas anexas (Fig. 5.57D).

Por último, no se tiene constancia de la existencia de sondeos que capten agua subterránea del área de la Fuensanta.



Figura 5.57. (A) Antiguo convento y molino de harina del siglo XVIII en cuyas inmediaciones nace el manantial de la Fuensanta (M-12). (B) Detalle de la alberca en la que emerge el agua de la surgencia, en la parte trasera del molino (enero de 2012). (C) Vista del manantial trop plein Tp-Fuensanta (M-7), antes de su confluencia con el Arroyo de la Fuensanta (febrero de 2010). (D) Surgencia del Convento (M-5) en abril de 2011, captada mediante obra para el abastecimiento de una propiedad privada.

5.3.4 Caracterización hidrodinámica

5.3.4.1 Hidrología superficial

El drenaje superficial del área de la Fuensanta se produce por dos cauces principales (Figs. 5.55 y 5.58): los arroyos de la Fuensanta y del Convento, este último tributario del primero por la derecha. El Arroyo de la Fuensanta drena exclusivamente margocalizas y calizas margosas del Cretácico (9,5 km²), mientras que el área vertiente al Arroyo del Convento está formada por materiales de los complejos Maláguide y de la Dorsal (13,4 km²).

El Arroyo de la Fuensanta se alimenta de la escorrentía superficial que se genera en las cuencas de los dos cauces principales durante los períodos de precipitaciones, aunque también recibe aportes subterráneos de los manantiales más importantes (Tab. 5.24 y Figs. 5.55 y 5.58). En estiaje, el cauce del Arroyo de la Fuensanta presenta un caudal discontinuo,

con tramos en los que fluye agua y otros totalmente secos. Los tramos que mantienen un caudal mínimo se alimentan de la descarga de los manantiales de Portillo (M-8), Fuensanta (M-12) y del Convento (M-5). Por su parte, el caudal del Arroyo del Convento -en condiciones de aguas altas- se debe a la escorrentía generada en la cuenca hidrográfica y al drenaje del manantial del mismo nombre (Fig. 5.55). En estiaje, el arroyo sólo tiene caudal aguas abajo de la surgencia del Convento.

Se ha llevado a cabo un control hidrodinámico del Arroyo de la Fuensanta, que ha consistido en la medida de caudal en dos secciones diferentes, *F1* y *F2* (Figs. 5.55 y 5.58), aguas arriba y aguas abajo de la confluencia con el Arroyo del Convento. Se ha utilizado el método de dilución de sal (NaCl), mediante salinómetro, para el rango de caudales elevados, mientras que, cuando las condiciones hidrodinámicas del arroyo lo permitían (aguas intermedias-bajas), se aforó con micromolinete.

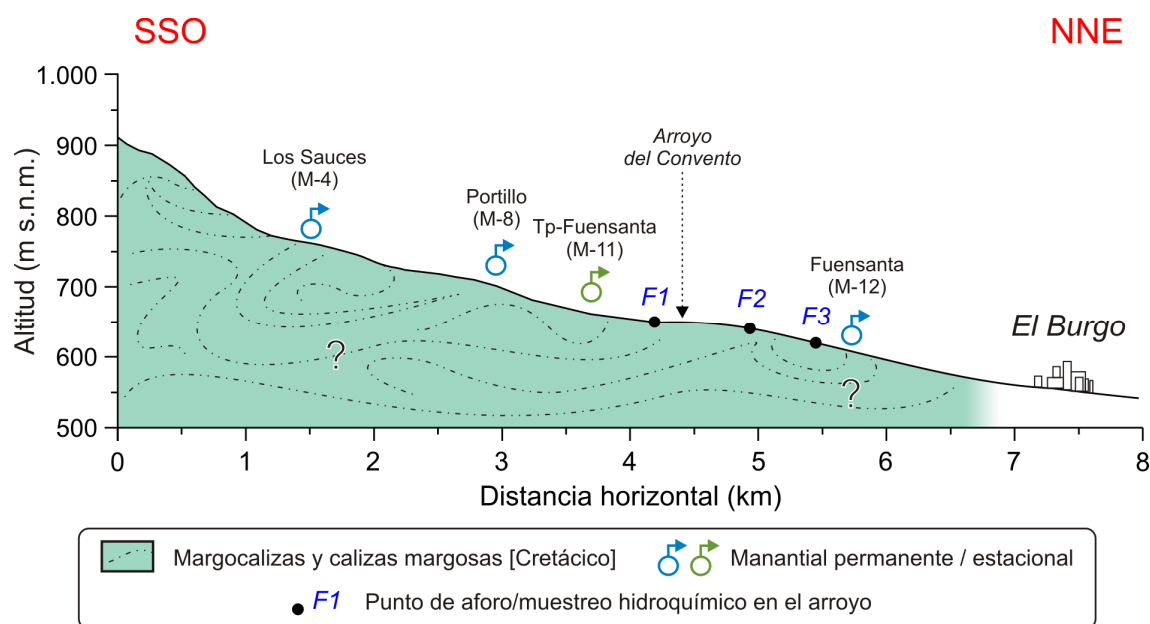


Figura 5.58. Perfil longitudinal del Arroyo de la Fuensanta en el que se representan las cotas de descarga de los manantiales más importantes, los puntos de medida (aforos y muestreos hidroquímicos) a lo largo del mismo y la confluencia con el Arroyo del Convento.

El período de registro estuvo comprendido entre abril de 2008 y mayo de 2010, en el punto *F2*, el de menor cota y más próximo al manantial de la Fuensanta (M-12); y entre enero de 2009 y mayo de 2010, en el punto *F1* (Tab. 5.25 y Figs. 5.55 y 5.58). En total se llevaron a cabo 25 aforos en la sección *F2* y 34 en la *F1*. La periodicidad de las medidas, por término medio, fue de en torno a 20-25 días en ambas secciones. El caudal medio (aritmético) del arroyo durante el período de control fue de 616 l/s en la sección *F1* y 406 l/s en *F2*.

Sección de cauce	Período de registro	Nº de medidas	Qmáx [l/s]	Qmed [l/s]	Qmín [l/s]	Qmáx/Qmín
Ayo. de la Fuensanta (F1)	abr-08 a may-10	34	2.500	616	0,5	5.000
Ayo. de la Fuensanta (F2)	ene-09 a may-10	25	2.160	406	1	2.000

Tabla 5.25. Características principales de las series de datos de caudal medidos en las secciones F1 y F2 del Arroyo de la Fuensanta.

En 2009 y 2010, los aforos (21) del Arroyo de la Fuensanta en las secciones F1 y F2 se efectuaron el mismo día, con una periodicidad media semanal (Tab. 5.26). Los valores medios de caudal fueron de 623 l/s en F2 y 741 l/s en F1, mayores que en el período de abril de 2008 a mayo de 2010, a causa de las abundantes lluvias acaecidas en el área.

Fecha	sección F1		sección F2		ΔQ [l/s]
	Q [l/s]	CE [$\mu S/cm$]	Q [l/s]	CE [$\mu S/cm$]	
13/01/2009	69	355	44	479	-25
22/01/2009	45	336	33	515	-12
22/12/2009	1.890	334	1.640	324	-250
23/12/2009	1.020	340	830	344	-190
27/12/2009	1.280	344	1.070	367	-210
29/12/2009	240	346	190	401	-50
31/12/2009	790	312	620	350	-170
04/01/2010	1.450	286	1.270	258	-180
05/01/2010	2.090	334	1850	343	-240
08/01/2010	880	359	750	383	-130
12/01/2010	310	352	250	393	-60
14/01/2010	460	348	330	379	-130
18/01/2010	178	354	124	451	-54
27/01/2010	1.130	369	990	393	-140
29/01/2010	610	375	485	407	-125
02/02/2010	142	363	96	470	-46
08/02/2010	207	337	124	428	-83
11/02/2010	154	342	115	430	-39
16/02/2010	2.410	336	2.160	336	-250
03/03/2010	882	351	695	391	-187
12/05/2010	12	313	3	677	-9
Media	741	342	623	413	-118

Tabla 5.26. Valores de caudal y conductividad eléctrica de las aguas del Arroyo de la Fuensanta en las secciones F1 y F2 y diferencia de caudal en el tramo comprendido entre las dos secciones.

En lo que respecta a la conductividad eléctrica del agua a lo largo del Arroyo de la Fuensanta (Tab. 5.26), el valor medio de este parámetro en la sección *F1* es 342 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y en el punto *F2* es 413 $\mu\text{S}/\text{cm}$. La diferencia en la mineralización de las aguas está relacionada con las aportaciones del Arroyo del Convento (con aguas más mineralizadas) al de la Fuensanta.

De los datos hidrodinámicos de la tabla 5.26 y de la figura 5.59 (representación del caudal medido en *F2* frente a la diferencia de caudal *F2-F1*) se deduce que en el Arroyo de la Fuensanta, el tramo de cauce comprendido entre *F1* y *F2*, se producen pérdidas de caudal de forma sistemática -todas las medidas se sitúan en la parte negativa del gráfico-, independientemente de las condiciones hidrodinámicas. El caudal infiltrado, variable entre 9 y 250 l/s (valor medio de 118 l/s), es proporcional al caudal circulante por el arroyo en el punto *F2*. Cabe resaltar que dicho tramo (*F1-F2*) recibe las aportaciones superficiales del Arroyo del Convento, que no se han medido, por lo que el caudal infiltrado debe ser aún mayor.

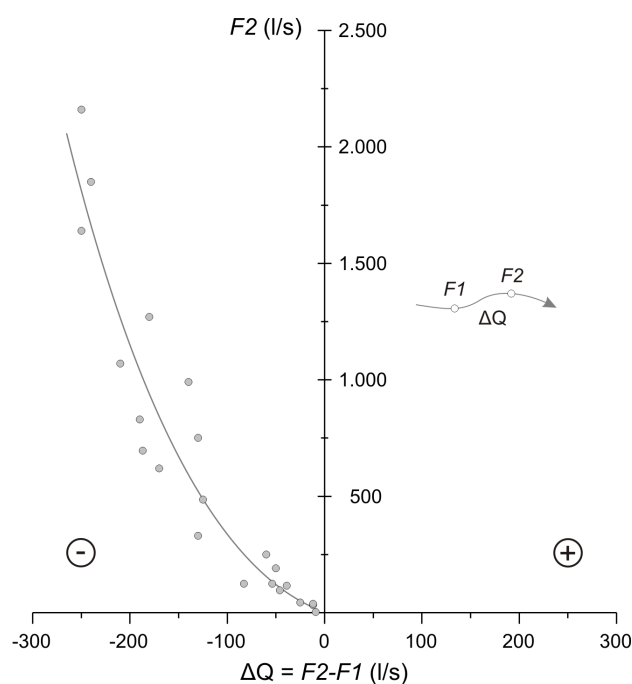


Figura 5.59. Variación del caudal del Arroyo de la Fuensanta entre las secciones *F1* y *F2*. La parte negativa del gráfico indica la existencia de pérdidas en el sentido de flujo.

El hidrograma del Arroyo de la Fuensanta en la sección *F2* (Fig. 5.60), aunque incompleto, permite constatar un aumento del caudal a lo largo del período de registro como consecuencia de la evolución creciente de la pluviometría. Se producen aumentos significativos del caudal en cada episodio de precipitación, especialmente durante el último

año hidrológico (año 2009/10; gráfico interior de la figura 5.60). Las variaciones de caudal son muy rápidas y de gran magnitud, tanto en el tramo de crecida como en el de decrecida de cada hidrograma unitario. Los tiempos de respuesta y de concentración son casi instantáneos, inferiores a 1 día, de acuerdo con las observaciones realizadas en campo y la periodicidad de medida (Fig. 5.60).

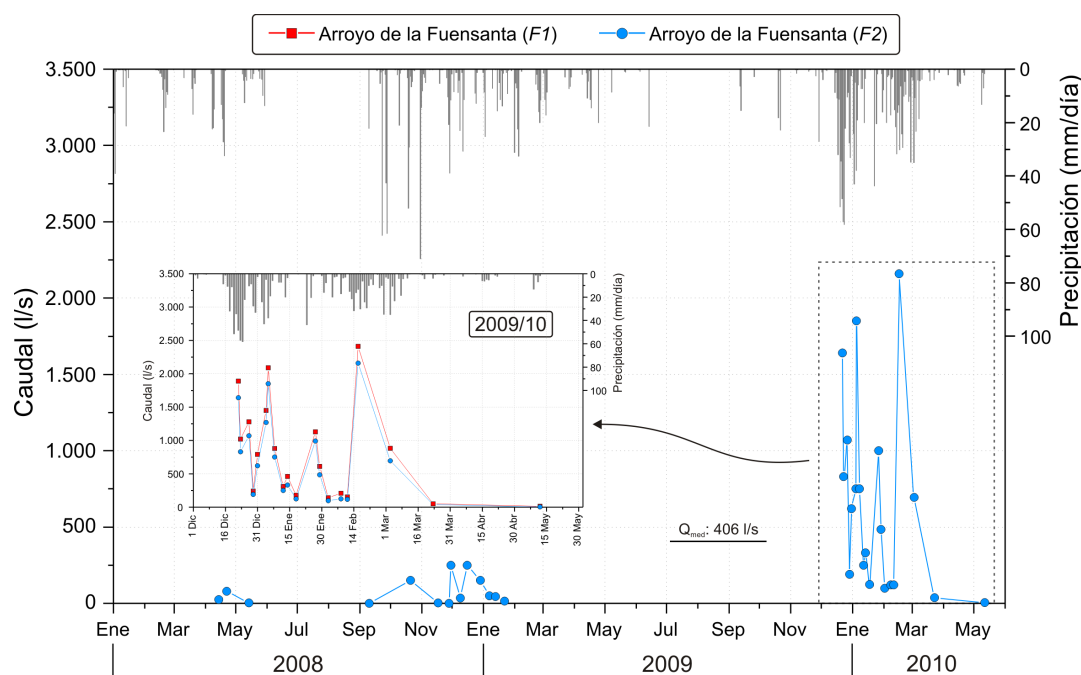


Figura 5.60. Hidrograma del arroyo de la Fuensanta en la sección F2, durante el período de control de caudales. El gráfico interior corresponde al período de aforos diferenciales, con medidas de caudal simultáneas en F1 y F2.

Las medidas realizadas simultáneamente en las dos secciones del Arroyo de la Fuensanta, F1 y F2 durante parte del año hidrológico de 2009/10 (gráfico interior de la figura 5.60) indican que el caudal varía de forma similar en ambas. No obstante, las mayores pérdidas de caudal entre ambos puntos del arroyo tienen lugar en el rango de caudales elevados, probablemente porque el aumento del perímetro mojado del cauce podría favorecer la mayor infiltración de la escorrentía superficial a través de las riberas del arroyo.

De forma adicional, los días 26/02/2009 y 23/03/2010 se realizaron campañas de aforos diferenciales de caudal en el Arroyo de la Fuensanta (Figs. 5.55 y 5.58), en condiciones hidrodinámicas de agotamiento (Tab. 5.27). En ambas campañas, se midió el caudal del arroyo y los valores de conductividad eléctrica y temperatura del agua, en tres puntos: F1, F2 y F3, este último situado aguas arriba de la zona de descarga del manantial de la Fuensanta (M-12) hacia el arroyo homónimo (Figs. 5.55 y 5.58). Todos los aforos se realizaron con micromolinetes.

Los datos de caudal de la tabla 5.27 indican la existencia de un tramo ganador en el Arroyo de la Fuensanta, entre las secciones *F1* y *F2*, a causa de los aportes de caudal del Arroyo del Convento (Figs. 5.55 y 5.58) y otro perdedor, entre los puntos *F2* y *F3*. Además se observa una variación importante de conductividad eléctrica del agua de *F1* a *F2*, que se debe a la entrada de agua más mineralizada procedente de Arroyo del Convento.

Fecha	Sección <i>F1</i>			Sección <i>F2</i>			Sección <i>F3</i>		
	Caudal [l/s]	CE [μS/cm]	Temp. [°C]	Caudal [l/s]	CE [μS/cm]	Temp. [°C]	Caudal [l/s]	CE [μS/cm]	Temp. [°C]
26/02/2009	14,1	334	10,3	20,3	620	8,8	8,0	608	8,7
23/03/2010	37,9	335	14	50,4	577	13,7	33,6	569	12,7

Tabla 5.27. Datos de caudal, conductividad eléctrica (CE) y temperatura del agua medidos a lo largo del arroyo de la Fuensanta (secciones *F1*, *F2* y *F3*) los días 26/02/2009 y 23/03/2010.

Los resultados obtenidos a partir del control de caudales (Tab. 5.25 y Fig. 5.60) y de los aforos diferenciales realizados (Tabs. 5.26 y 5.27 y Fig. 5.59) permiten deducir el régimen hidrodinámico del Arroyo de la Fuensanta. El tramo comprendido entre las secciones del cauce *F1* y *F2* parece ser perdedor cuando el arroyo presenta caudales elevados (en las crecidas), mientras que en estiaje o agotamiento, en aguas bajas, el tramo de cauce perdedor se sitúa más abajo, entre *F2* y *F3*.

5.3.4.2 Hidrología subterránea

5.3.4.2.1 Datos de caudal

La caracterización hidrodinámica del drenaje subterráneo en el área de la Fuensanta se ha realizado mediante el análisis de las series históricas de datos de caudal del manantial homónimo (M-12). Este registro histórico de caudales ha sido completado con el obtenido durante el período de investigación. Los valores medios de caudal se han estimado a partir de la integración del hidrograma, puesto que el manantial de la Fuensanta cuenta con la serie de datos más completa. En el resto de surgencias, los datos de caudal disponibles se han medido exclusivamente en el marco de la presente Tesis Doctoral.

La serie histórica de datos de caudal del manantial de la Fuensanta (M-12) comprende desde octubre de 1980 hasta mayo de 2001, con un total de 47 medidas, realizadas aproximadamente cada medio año (Tab. 5.28 y Fig. 5.61). Los aforos de este período, efectuados con micromolinetes, han sido proporcionados por el IGME. En dicho registro, los valores de caudal varían entre 3 l/s (23/09/1982 y 25/04/1995) y 87,2 l/s

(22/04/1991), con un valor medio de 24,2 l/s. Durante el período de investigación se dispone de dos series de datos (Tab. 5.28 y Fig. 5.62): una con medidas puntuales (periodicidad media semanal), que comprende desde agosto de 2007 a mayo de 2010, y otra con medidas en continuo (medidas cada 10 min), desde septiembre de 2009 a junio de 2010. En la serie de aforos puntuales, los valores de caudal están comprendidos entre 8,9 l/s (01/12/2009) y 325 l/s (20/10/2008). El valor medio es de 50 l/s, casi el doble que el de la serie histórica, debido a las abundantes lluvias de los años hidrológicos 2008/09 y 2009/10. En el registro continuo de caudal, los valores mínimo, medio y máximo medidos son 9 l/s (01/12/2009), 58,1 l/s y 245 l/s (06/03/2010).

Denominación (Referencia)	Período de registro	Nº de medidas	Qmáx. [l/s]	Qmed. [l/s]	Qmín. [l/s]	Qmáx./ Qmín.	cv [%]	Fuente
Los Sauces (M-4)	sept-08 a ene-09	18	125	28,3	2,5	50	107	Tesis
Tp-Fuentsanta (M-7)	sept-08 a mar-10	18	175	51,9 *	1	175	104	Tesis
Portillo (M-8)	nov-08 a feb-09	5	1,5	1,1	0,7	2	35	Tesis
Fuentsanta (M-12)	oct-80 a may-01	47	87,2	24,2	3	29	121	IGME
	ago-07 a may-10	153	325	50	8,9	37	110	Tesis
	sept-09 a jun-10	27.000	245	58,1	9	27	91	Tesis

Tabla 5.28. Parámetros estadísticos de los datos de caudal drenado por las principales surgencias del área de la Fuentsanta. (*) Caudal medio correspondiente a condiciones exclusivamente de aguas altas.

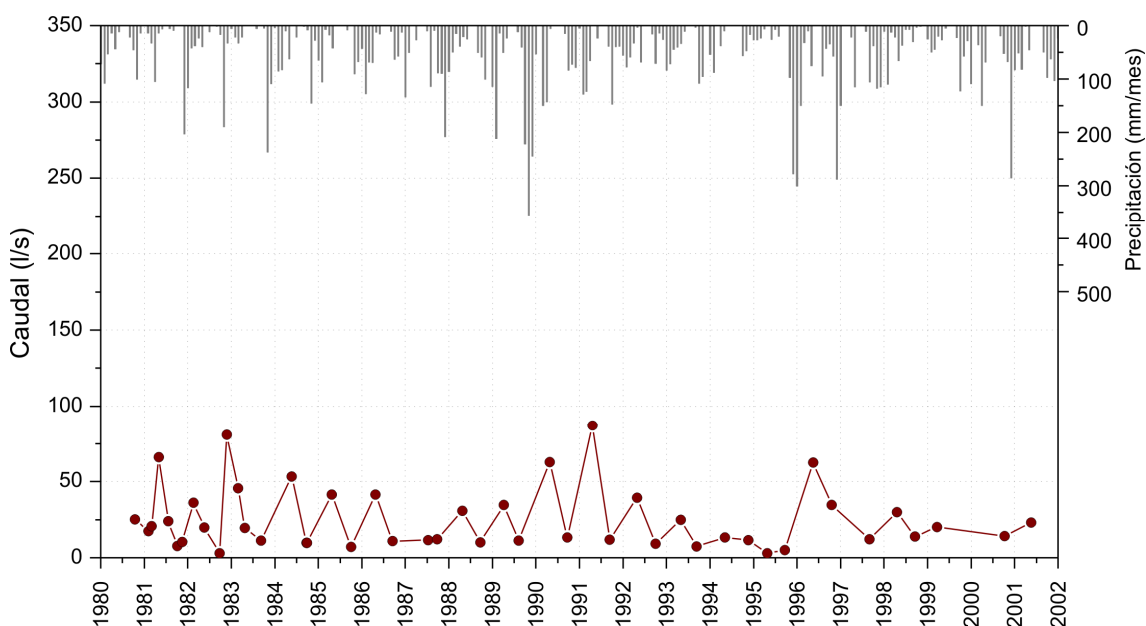


Figura 5.61. Hidrograma histórico del manantial de la Fuentsanta (M-12) a partir de los datos de caudal facilitados por el IGME (1980-2002). Precipitaciones registradas en la estación pluviométrica de El Burgo.

El caudal del manantial de los Sauces (M-4; Figs. 5.55 y 5.58) se controló durante un período de tiempo relativamente corto, comprendido entre septiembre de 2008 y enero de 2009 (Tab. 5.28). El valor medio de caudal de esta surgencia, calculado a partir de las 18 medidas realizadas en condiciones de aguas altas, es de 28,3 l/s. Este punto de descarga muestra un caudal mínimo en la época de estiaje, pero puede llegar a desecarse.

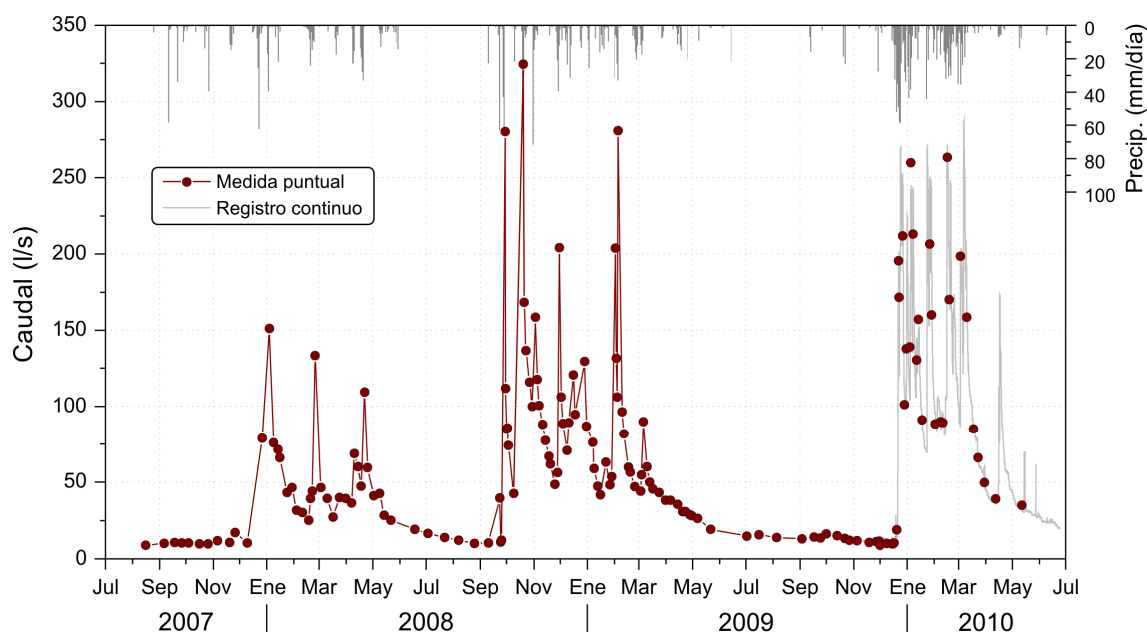


Figura 5.62. Hidrograma del manantial de la Fuensanta (M-12) correspondiente al período de investigación (2007-2010). Precipitaciones registradas en la estación meteorológica de Añoreta.

El registro de datos de caudal de la surgencia estacional Tp-Fuensanta (M-7; Figs. 5.55 y 5.58) cuenta con 18 aforos efectuados en condiciones de aguas intermedias-altas, ya que sólo entra en funcionamiento en períodos de abundantes precipitaciones (Tab. 5.28). Los valores de caudal medidos son muy variables, entre 1 y 175 l/s. El caudal medio estimado es de 51,9 l/s. En estiaje, el manantial se agota por completo.

Por último, la surgencia de Portillo (M-8; Fig. 5.55 y 5.58) permanece siempre con un caudal continuo y regular, con un valor de aproximadamente 1 l/s (Tab. 5.28), el menor de todos los manantiales.

5.3.4.2.2 Hidrograma del manantial de la Fuensanta (M-12)

Un análisis cualitativo de los hidrogramas anuales de la surgencia, a partir de los datos obtenidos durante el período de estudio (Fig. 5.63), permite observar una crecida por cada episodio significativo de precipitación. Durante el año hidrológico 2007/08, se registraron 5 aumentos de caudal en los meses de enero, febrero, abril (2) y septiembre, con

valores máximos que varían entre 68,7 (abril) y 280 l/s (septiembre). Las crecidas se producen casi instantáneamente y los tiempos de respuesta lluvia-caudal son mínimos, inferiores a un día en la mayoría de los casos. Los tiempos de base, de acuerdo con la periodicidad de medida, son de 1-2 días.

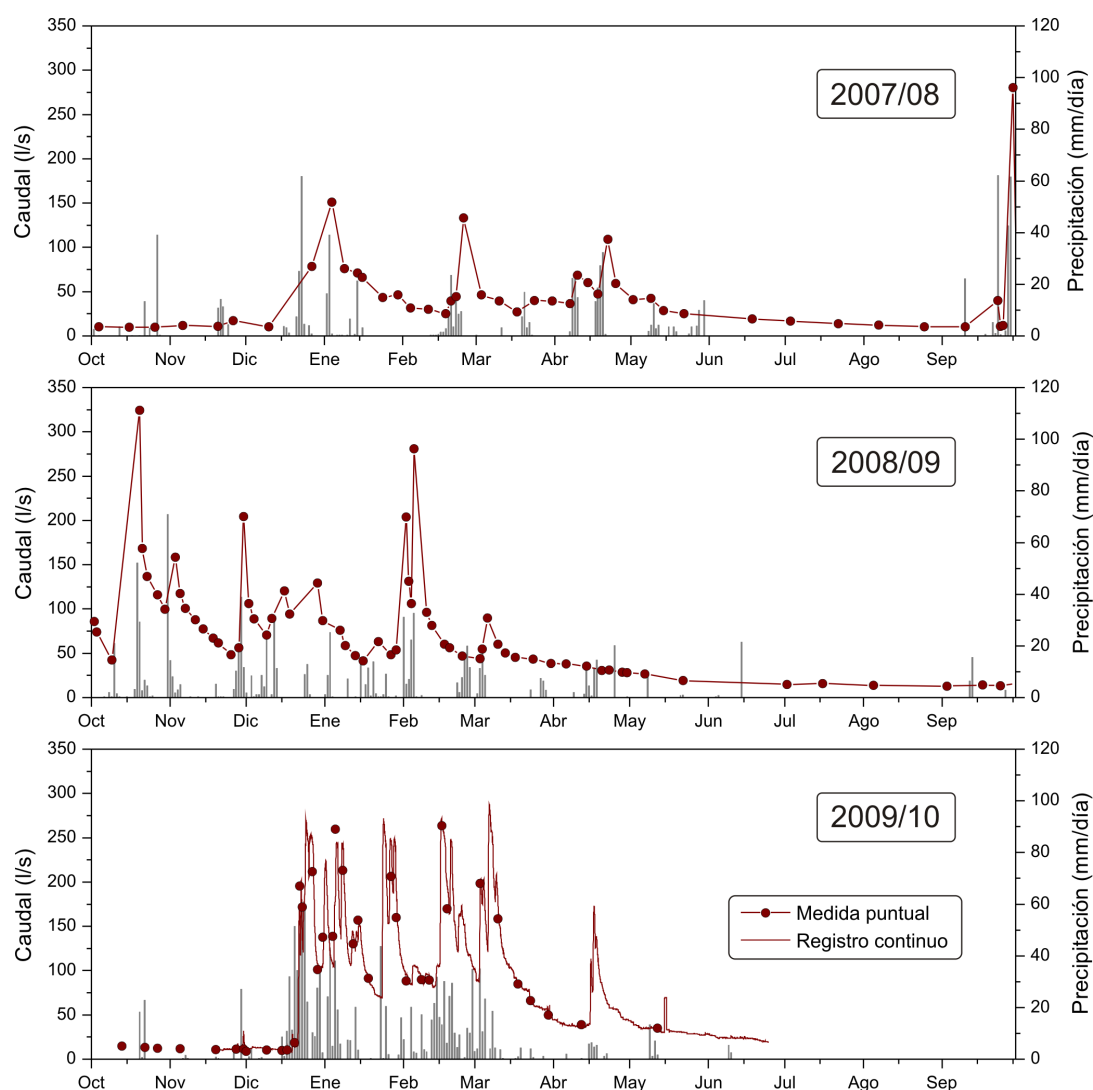


Figura 5.63. Hidrogramas anuales del manantial de la Fuensanta (M-12) durante el período de estudio (2007/08-2009/10). El registro de precipitaciones corresponde a la estación meteorológica de Añoreta.

En el año hidrológico 2008/2009 (Fig. 5.63) se registró una precipitación acumulada similar a la del año anterior (884 mm, en la estación automática de Añoreta), pero con una distribución más concentrada en diversos períodos de tiempo, lo que generó 9 crecidas entre los meses de octubre y marzo. Tras las lluvias de otoño, especialmente intensas y abundantes en este año, y como consecuencia de un evento de precipitación de 85 mm, se produjo la crecida de mayor magnitud del período de estudio, cuyo caudal máximo fue de 325 l/s. Otro ejemplo de aumento de caudal considerable se observa a comienzos del mes de

febrero, cuando se midió un caudal punta de 280 l/s, tras la precipitación de 55 mm. En todas las crecidas analizadas, tanto los tiempos de crecida como los tiempos de base son muy cortos, del orden de 1 día.

El año 2009/2010 se caracterizó por una distribución de las precipitaciones muy concentrada en el tiempo (Fig. 5.63). Desde mediados de diciembre de 2009 (tras un período seco de casi 8 meses) hasta principios de marzo de 2010, se midieron 1.107 mm en la estación de la Añoreta. Así, a partir del registro continuo de caudal, en el período comprendido entre diciembre de 2009 y abril de 2010 se contabilizan hasta 20 crecidas casi consecutivas, con magnitudes variables entre 93 l/s (febrero) y 287 l/s (marzo). No obstante, la mayoría de las puntas de crecida presentan valores de caudal de 200-250 l/s. La periodicidad de medida (10 min) de esta serie de datos ha permitido precisar con mayor detalle la morfología del hidrograma del manantial, cuya forma en “dientes de sierra” recuerda a la del Arroyo de la Fuensanta en la sección F2, durante el período en el que se solapan sendos registros (Figs. 5.60 y 5.62). Asimismo, se ha determinado el tiempo mínimo de crecida (18 horas, 24/01/2010) y un tiempo de base promedio (entre 30 y 35 horas).

El análisis cualitativo de los hidrogramas del manantial de la Fuensanta (M-12) permite obtener una aproximación al funcionamiento hidrológico del sistema constituido por las margocalizas y calizas margosas cretácicas. De las observaciones realizadas se deduce la existencia de flujo rápido, casi instantáneo, del agua de recarga desde el área de infiltración del sistema (tramos perdedores del arroyo) hasta el manantial.

5.3.4.3 Ensayos de trazadores

Se han efectuado tres ensayos de trazadores en el área de la Fuensanta (Fig. 5.64) para precisar las zonas de pérdida y/o ganancia en la red de drenaje superficial y evaluar la posible relación del manantial de la Fuensanta (M-12) con las aguas superficiales. Las características de las inyecciones y el procedimiento de muestreo se resumen en las tablas 5.29 y 5.30.

El **primer ensayo de trazador** se llevó a cabo el día **26/02/2009** y pretendía conocer, de forma cualitativa, si existía conexión hidrogeológica entre el Arroyo de la Fuensanta y el manantial homónimo. Durante los días previos a la realización del ensayo se registraron 34 mm en la estación meteorológica de Añoreta (965 m s.n.m.; véase situación en la figura 5.22), localizada 4 km al NO del manantial de la Fuensanta. No obstante, este evento de precipitación fue precedido por más de 15 días en los que apenas se registró lluvia, por lo que las condiciones hidrodinámicas en las que se desarrolló el ensayo pueden considerarse de aguas intermedias (Fig. 5.63). Se vertieron puntualmente 25 kg de NaCl en

el lecho del Arroyo de la Fuensanta en el punto A-1 (660 m s.n.m.; Tab. 5.29 y Figs. 5.64 y 5.65A). El vertido de sal comenzó a las 11:09 horas y se prolongó durante 3 minutos. Toda la sal se disolvió casi instantáneamente, con ayuda del caudal superficial circulante, que era de 14,1 l/s (medido con micromolinet). Antes de la inyección, los valores de conductividad eléctrica (CE) y temperatura del agua del arroyo fueron 334 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 10,3 $^{\circ}\text{C}$, respectivamente. Se instaló un equipo de registro continuo de CE y temperatura del agua en el manantial de la Fuensanta (M-12) para controlar, de forma automática y con una periodicidad horaria, las posibles variaciones que pudiera provocar la eventual llegada del trazador salino a la surgencia.

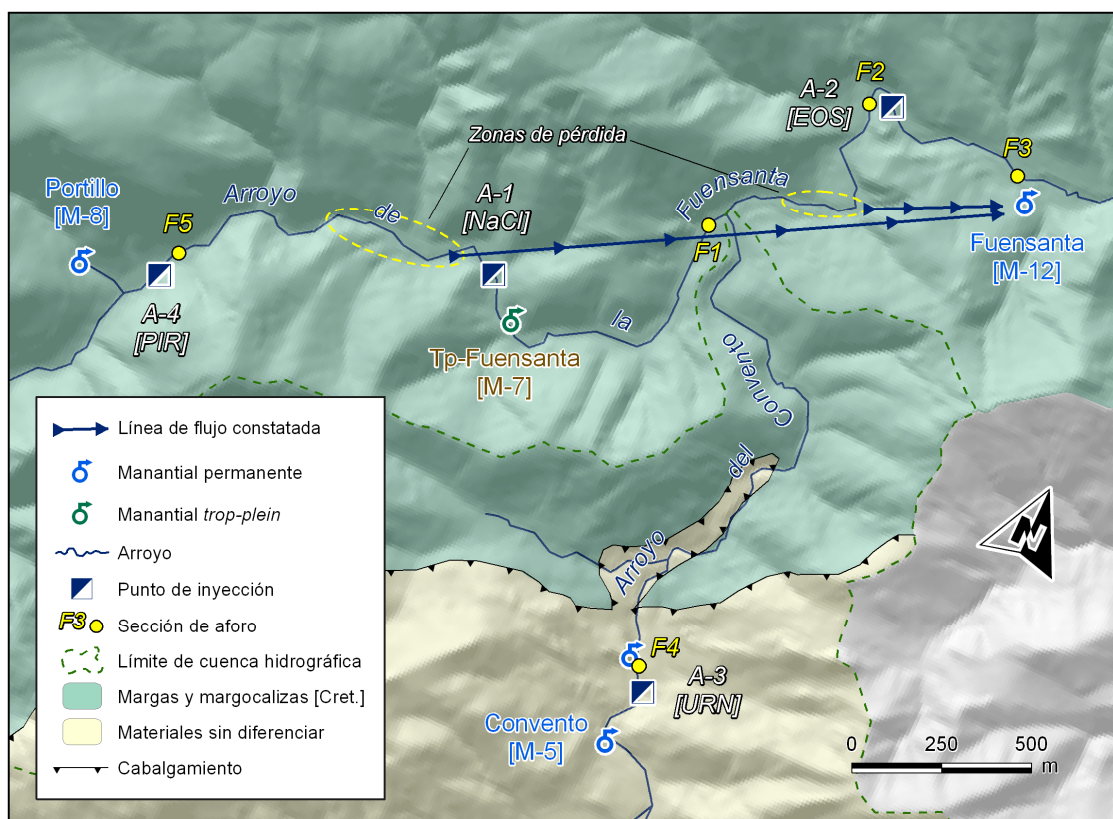


Figura 5.64. Situación de los puntos de inyección en los arroyos de la Fuensanta y del Convento y principales resultados obtenidos (líneas de flujo constatadas -flechas azules-) a partir de los ensayos de trazadores realizados en el área de la Fuensanta (26/02/2009, 08/04/2011 y 18/01/2012).

En el registro continuo del equipo de medida de CE y temperatura no se apreciaron variaciones de salinidad del agua (atribuibles a la llegada del trazador) durante el período de muestreo, que fue de 1 mes (Tab. 5.30), lo que pone de manifiesto que el trazador salino vertido en el Arroyo de la Fuensanta, en el punto A-1 (Fig. 5.64), no alcanzó el manantial. No se pudo constatar la conexión hidrogeológica entre el arroyo y la surgencia, en el tramo de cauce donde se realizó la prueba.

Localización geográfica	Área de la Fuensanta		
Fecha	26/02/2009	08/04/2011	18/01/2012
Condiciones hidrodinámicas	Aguas intermedias	Aguas bajas	Aguas bajas
Punto de inyección (arroyo)	A-1 (Fuensanta)	A-2 (Fuensanta)	A-3 (Convento) A-4 (Fuensanta)
Coordenadas UTM (x-y [m])	323.759-4.070.903	324.580-4.071.802	322.926-4.070.492 (A-3) 324.646-4.070.016 (A-4)
Trazador utilizado	Sal común (NaCl)	Eosina	Uranina (A-3) Piranina (A-4)
Masa inyectada (kg)	25	0,5	0,5/0,5
Hora (duración, en min)	11:09 (3)	22:05 (15)	21:50 (15), 23:15 (15)
Caudal circulante (l/s)	14,1	2-3	5-10, 3-4
Conductividad eléctrica (μS/cm)	334	722	-
Temperatura del agua (°C)	10,3	16,5	-

Tabla 5.29. Características principales de las inyecciones de los ensayos de trazadores realizados en el área de la Fuensanta.

Localización geográfica	Área de la Fuensanta		
Fecha	26/02/2009	08/04/2011	18/01/2012
Tipo de ensayo	Cualitativo	Cuantitativo	Cuantitativo
Registro	Automático	Automático	Manual y automático
Inicio (hora)/final (hora)	26/02 (12:00)- 26/03 (12:00)	08/04 (12:50)- 04/05 (10:30)	18/01 (21:50)- 22/02 (17:20)
Duración (días)	31	26	35
Periodicidad de muestreo	1 hora	10 mín	10 mín
Punto de muestreo	Manantial de la Fuensanta (M-12) (véase situación en la Fig. 5.64)		
Nº muestras/ nº medidas	0/744	5/3730	8/5012
Parámetro medido	Conductividad eléctrica	IFA*	IFA*
Instrumentación en campo	Conductivímetro (reg. cont.)	Fluorímetro portátil	Fluorímetro portátil
Equipo de laboratorio	-	Espectrofluorímetro	Espectrofluorímetro

Tabla 5.30. Características principales de los muestreos de agua subterránea llevados a cabo durante los ensayos de trazadores del área de la Fuensanta. (*) IFA: intensidad de fluorescencia artificial.

El día **08/04/2011** tuvo lugar el **segundo ensayo de trazador** en un tramo del Arroyo de la Fuensanta distante tan sólo 450 m aguas arriba del manantial de la Fuensanta (A-2; Fig. 5.64). Este experimento se desarrolló a comienzos del período de agotamiento de ríos y manantiales, puesto que en dicho tramo, el bajo caudal circulante (2-3 l/s), terminaba infiltrándose por completo -pocos metros aguas abajo- en las arenas y gravas del cauce. Se vertieron 0,5 kg de eosina (Fig. 5.65B) 100 m aguas arriba del área de infiltración, a las 22:05 h (Tab. 5.29). La duración de la inyección fue de 15 min. Con anterioridad a la inyección

(12:50 h), se instaló un fluorímetro portátil en la surgencia (Fig. 5.65D), con el que se podía registrar en continuo (cada 10 min) la eventual concentración de trazador (Tab. 5.30). El período de muestreo terminó el día 4 de mayo a las 10:30 horas. Además del registro continuo (3.730 medidas), se tomaron 5 muestras de agua para contrastar la determinación de la fluorescencia artificial en el laboratorio.



Figura 5.65. (A) Inyección de 25 kg de NaCl en el Arroyo de la Fuensanta en el primer ensayo de trazador realizado el día 26/02/2009. (B) Inyección de 0,5 kg eosina en el mismo cauce, aguas abajo del lugar donde se arrojó trazador previamente (segundo ensayo de trazador, 08/04/2011). (C) Aspecto del Arroyo de la Fuensanta el día después de las inyecciones efectuadas (0,5 kg de uranina y 0,5 kg de piranina) en el último ensayo de trazador (18/01/2012). (D) Fluorímetro portátil instalado en una de las acequias por las que drena el manantial de la Fuensanta (ensayo de trazadores de abril de 2011).

La eosina inyectada en el cauce del Arroyo de la Fuensanta (Fig. 5.64) no se detectó en las aguas del manantial próximo, ni en las 5 muestras puntuales recogidas, ni en el registro continuo de fluorescencia artificial, por lo que pudo circular subsuperficialmente por los depósitos aluviales que rellenan el cauce del arroyo y/o quedar parcialmente retenida en dicho relleno. La ausencia de trazador en la surgencia de la Fuensanta (M-12) también podría estar motivada por la inexistencia de gradiente hidráulico entre el punto de inyección y el manantial, dado que se sitúan a una cota similar: 620 m s.n.m.

Tras los resultados negativos de las pruebas anteriores se efectuó un **tercer ensayo de trazador**, entre enero y febrero de 2012, vertiendo trazadores en los arroyos del Convento y de la Fuensanta, en los puntos A-4 y A-3 de la figura 5.64, respectivamente. El agua del Arroyo de la Fuensanta (3-4 l/s, Tab. 5.29) se infiltraba 600 m aguas abajo del manantial del Portillo (M-8, Fig. 5.64) y el cauce permanecía seco hasta que recibía las aportaciones del Arroyo del Convento (5-10 l/s, Tab. 5.29), que también se infiltraba 200 m aguas abajo (Fig. 5.64). Las condiciones meteorológicas durante el ensayo fueron secas, sin precipitaciones, a pesar de estar avanzado el invierno. El día **18/01/2012** se vertió 0,5 kg de uranina (CAS RN518-47-8) en el Arroyo del Convento (punto A-3, Fig. 5.64; 700 m s.n.m.), a las 21:50 h, y 0,5 kg de piranina (PIR, CAS RN6358-69-6) en el de la Fuensanta (A-4, Fig. 5.64; 695 m s.n.m.), aproximadamente una hora y media más tarde (Tab. 5.29). El muestreo se centró exclusivamente en el manantial de la Fuensanta (M-12), en el que se instaló un fluorímetro portátil antes de llevar a cabo la primera inyección. La intensidad de fluorescencia de los trazadores se registró cada 10 min (Tab. 5.30). Después de 35 días de muestreo, el experimento se dio por concluido el día 22/02/2012 a las 17:20 horas. Se tomaron 8 muestras de agua para contrastar en el laboratorio los resultados de campo medidos con el fluorímetro portátil (5.012 medidas).

Se han determinado los principales parámetros hidrodinámicos a partir de los resultados obtenidos del ensayo de trazador (Tab. 5.31), aunque son representativos de condiciones hidrodinámicas de aguas bajas. El caudal medio drenado por el manantial de la Fuensanta durante la realización de la prueba fue de 11 l/s. De forma adicional, el día 25/01/2012, una semana después de las inyecciones, se midieron los caudales que fluían por los dos arroyos principales -secciones F4 y F5 de la figura 5.64- y por la surgencia, cuyos valores fueron de 6,2 l/s (Arroyo del Convento), 6,6 l/s (Arroyo de la Fuensanta) y 11,7 l/s (manantial de la Fuensanta).

Punto de vertido:	Arroyo de la Fuensanta	Arroyo del Convento	Unidad
Trazador:	Piranina	Uranina	
Masa inyectada:	500 g	500 g	g
Punto de muestreo:	Manantial de la Fuensanta (M-12)		
Distancia al punto donde se infiltra	1.650	500	m
Tiempo de primera detección	35	36	h
Tiempo hasta conc. máx. (pico)	44	58	h
Máxima concentración	29,3	12	µg/l
Mayor velocidad de flujo	47	14	m/h
Velocidad flujo dominante (pico)	38	9	m/h
Descarga media manantial	11	11	l/s
Tasa de recuperación	9,9	9,1	%

Tabla 5.31. Parámetros hidrodinámicos deducidos a partir del ensayo de trazador realizado en el área de la Fuensanta (enero y febrero de 2012).

Los dos trazadores inyectados se detectaron conjuntamente en el manantial de la Fuensanta (Tab. 5.31 y Fig. 5.66). La piranina, vertida en el agua del Arroyo de la Fuensanta (A-4, Fig. 5.64), que se infiltraba 500 m más abajo, se detectó en la surgencia 35 horas después de la inyección. La concentración máxima de trazador medida fue de 29,3 $\mu\text{g/l}$ (a las 44 horas). Por otro lado, la uranina vertida en el Arroyo del Convento (A-3, Fig. 5.64), que se infiltró en el Arroyo de la Fuensanta, 200 m aguas abajo de la confluencia con el primero, apareció 36 horas después de la inyección. La concentración máxima de uranina fue de 12 $\mu\text{g/l}$ y se registró 22 horas después de su detección en el manantial.

La tasa de recuperación de los dos trazadores es relativamente baja, de tan sólo del 9-10 % (Tab. 5.31 y Fig. 5.66), hecho que podría explicarse por la retención de las sustancias en los sedimentos fluviales de los cauces y/o por la fotodegradación de éstos, dado que el agua del cauce quedó teñida y expuesta al sol durante varios días después de la inyección. La velocidad máxima de flujo calculada, desde los puntos en los que se infiltraron los trazadores en el Arroyo de la Fuensanta hasta que se detectó en el manantial, es de 14 m/h para la uranina y 47 m/h para la piranina. Las velocidades de tránsito medias son 9 m/h (uranina) y 38 m/h (piranina).

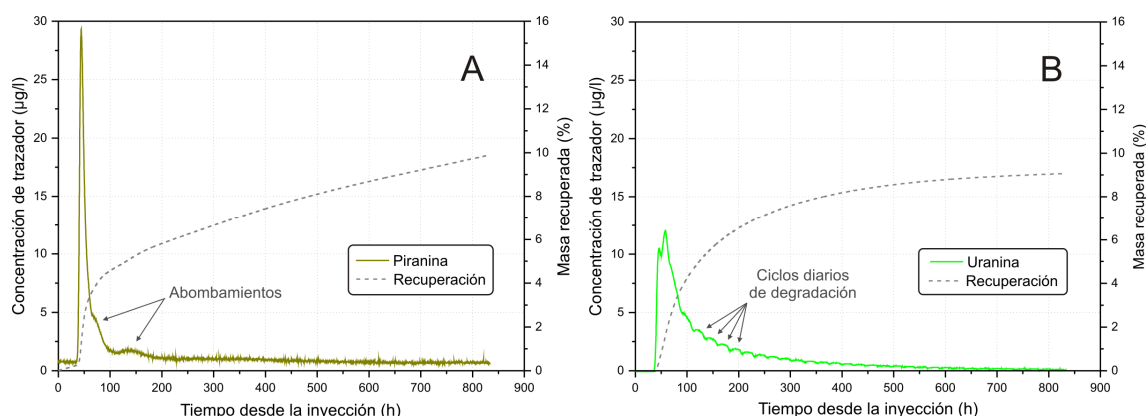


Figura 5.66. Curvas de concentración y masa recuperada de trazador (A: piranina; B: uranina) en el manantial de la Fuensanta (M-12).

Las morfologías de las curvas de concentración de trazador registradas difieren considerablemente (Fig. 5.66). Así, la curva correspondiente a la piranina (Fig. 5.66A) es puntiaguda y estrecha en la moda principal, seguida de dos ligeros abombamientos, al final del tramo de decrecida, por lo que podría asimilarse a una modalidad de flujo de un medio kárstico. Se deduce una rápida llegada del agua, desde la zona donde se infiltraba hasta el manantial, probablemente a través de un sistema de fracturas preferenciales y altamente transmisivas. La decrecida más amortiguada de la concentración de trazador (primer abombamiento; Fig. 5.66A), sugiere un flujo algo más lento, a favor de fisuras

interconectadas entre sí. El segundo abombamiento observado en la curva de paso de la piranina, podría indicar que parte del trazador se retuvo momentáneamente en la matriz de la roca (o en un medio de menor permeabilidad) y horas más tarde fue movilizado hacia el punto de descarga.

Por otro lado, la curva de concentración de uranina (Fig. 5.66B) presenta una forma irregular, con un pico principal menos acusado y más ancho, lo que pone de manifiesto un flujo más lento y retardado a lo largo de la línea de flujo que une la zona de infiltración y el manantial. No obstante, las condiciones del flujo superficial (lento y con zonas de encharcamiento en el cauce) también podrían influir en la morfología de la curva de trazador. Además, se observa un doble pico en el tramo de valores de concentración máxima y una serie de máximos y mínimos relativos en la parte de decrecida de la curva, cuya amplitud dura aproximadamente 24 horas. Dichas irregularidades en la curva de uranina se interpretan como ciclos diarios de degradación del trazador en superficie debido a la insolación.

El análisis conjunto de los resultados de los ensayos de trazadores en el área de la Fuensanta ha permitido constatar que el caudal de la surgencia homónima (M-12) procede de las aguas superficiales de los arroyos de la Fuensanta y del Convento.

5.3.5 Hidrotermia

Durante el período de estudio se ha medido regularmente la temperatura del agua en el manantial de la Fuensanta (Tab. 5.32), de forma puntual (desde agosto de 2007 a mayo de 2010) y continua, con periodicidad horaria (de marzo de 2008 a mayo de 2010). El resto de surgencias cuenta con un registro hidrotérmico de medidas puntuales y períodos de control de diferente duración.

La temperatura de las aguas superficiales se ha medido de forma puntual en las dos secciones de control del Arroyo de la Fuensanta, *F1* y *F2* (Figs. 5.55, 5.58 y 5.64), entre abril de 2008 y mayo de 2010, en la primera, y entre septiembre de 2008 y mayo de 2010, en la segunda (Tab. 5.32).

Los valores medios de temperatura del agua subterránea (Tab. 5.32) están comprendidos entre 14,4 °C, en los manantiales de los Sauces (M-4) y Fuensanta (M-12) y 15 °C en Tp-Fuensanta (M-7) y Portillo (M-8). El mayor coeficiente de variación de los valores de temperatura es del 5-6 % y se ha determinado en las aguas de la surgencia de la Fuensanta.

Por lo que respecta a las aguas superficiales del Arroyo de la Fuensanta (Tab. 5.32), los valores de los parámetros estadísticos de la temperatura (máximos, medios y mínimos,

así como la amplitud y variación de la temperatura) apenas varían entre las secciones *F1* y *F2* del cauce. La temperatura del agua es ligeramente más baja en la sección *F2*.

Tipo	Denominación (Referencia)	Altitud [m s.n.m.]	Período de registro	Tipo de registro	Nº de medidas	Tmáx. [°C]	Tmed. [°C]	Tmín. [°C]	Amplitud [°C]	cv [%]
Manantial	Los Sauces (M-4)	765	sep-08 a ene-09	P	18	14,7	14,4	13,9	0,8	1
	Tp-Fuentsanta (M-7)	660	sep-08 a mar-10	P	19	15,8	15	14,5	1,3	2
	Portillo (M-8)	685	nov-08 a feb-09	P	5	14,4	15	13,6	0,8	-
	Fuentsanta (M-12)	620	ago-07 a may-10	P	193	16,8	14,4	13	3,8	5
			mar-08 a jun-10	C	18.816	17,8	14,6	13,1	4,7	6
Superficial	Fuentesanta (F1)	650	abr-08 a may-10	P	34	17,9	12,2	6,4	11,5	16
	Fuentesanta (F2)	640	sep-08 a may-10	P	25	16,8	11,8	6,3	10,5	17

Tabla 5.32. Principales parámetros estadísticos (valores máximo **Tmáx.**, promedio **Tmed.**, mínimo **Tmín.**, **amplitud** y coeficiente de variación **cv**) de los valores de temperatura de las aguas drenadas por las principales surgencias del área de la Fuentsanta y de las aguas superficiales del arroyo homónimo, durante el período de investigación. El tipo de registro ha sido puntual (P) y continuo (C).

La figura 5.67 muestra la evolución de la temperatura del agua de los manantiales de la Fuentsanta (M-12) y Tp-Fuentsanta (M-7), y del agua superficial del Arroyo de la Fuentsanta en la sección *F1*. A modo de referencia, se representan las variaciones de caudal de la primera surgencia, las fluctuaciones de la temperatura del aire y la distribución de las precipitaciones (estos dos últimos parámetros medidos en la estación meteorológica de Añoreta).

En general, se observa que la temperatura del agua drenada por el manantial de la Fuentsanta presenta variaciones estacionales de acuerdo con la temperatura del aire (Fig. 5.67), al igual que parece deducirse de las aguas superficiales del arroyo en la sección *F1*, con valores mínimos en invierno (en estiaje el arroyo está seco en dicho punto). En la surgencia, esta evolución anual se ve interrumpida por un descenso brusco de los valores de temperatura como consecuencia de la llegada de agua de infiltración reciente. No obstante, en detalle, se registran aumentos puntuales y significativos de temperatura, de hasta casi 1 °C, asociados a cada una de las crecidas del manantial (Figs. 5.67 y 5.68). Estos aumentos rápidos de temperatura también se producen en las aguas drenadas por el manantial de Tp-Fuentsanta, aunque con una magnitud algo mayor que en las aguas del manantial de la Fuentsanta (Fig. 5.67).

El análisis detallado de las series temporales horarias de la temperatura del agua y del caudal de la surgencia de la Fuentsanta (M-12), así como de la temperatura del aire (Figs. 5.67 y 5.68), permite observar aumentos de la temperatura del agua subterránea

coincidentes con las crecidas del hidrograma (gráficos A, B, C, D y E; Fig. 5.68). Sin embargo, en ausencia de crecidas, la temperatura del agua está influenciada por la temperatura del aire (gráfico F; Fig. 5.68), habida cuenta que el punto de control está en la alberca donde emerge el manantial (Fig. 5.57B)

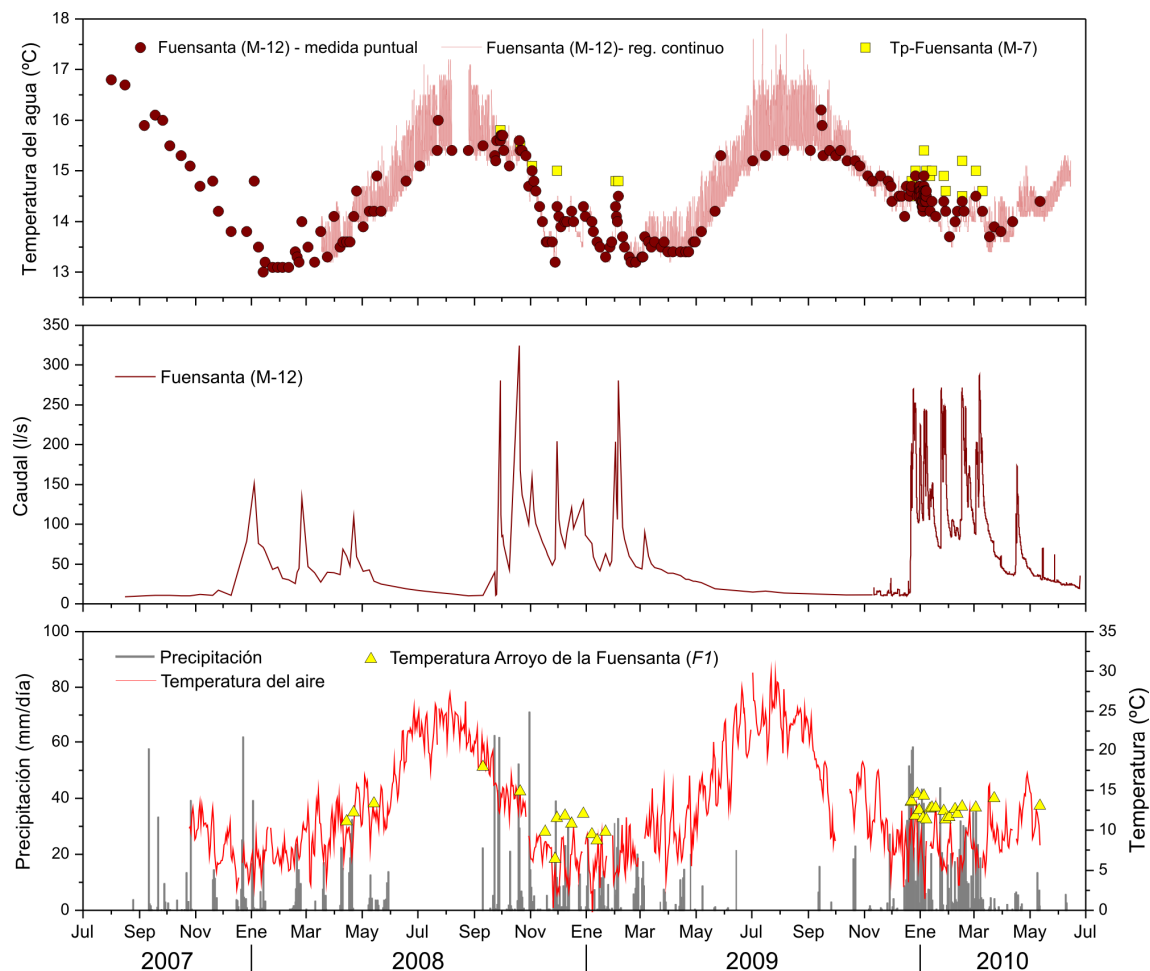


Figura 5.67. Evolución de la temperatura del agua drenada por los manantiales de la Fuensanta (M-12) y Tp-Fuensanta (M-7) y del agua superficial del Arroyo de la Fuensanta, en la sección F1, durante el período de investigación (2007-2010). Además, se representa la evolución del caudal de la primera surgencia y la distribución de las lluvias y de la temperatura del aire en la estación meteorológica de Añoreta (965 m s.n.m.).

Durante el período de aguas altas (Figs. 5.67 y 5.68A), los picos de temperatura del agua coinciden con las puntas de crecida, salvo en el gráfico C de la figura 5.68. Este hecho pone de manifiesto que la transferencia de la temperatura del agua está condicionada por el régimen hidrodinámico del sistema. Así, el agua de reciente infiltración alcanza rápidamente el equilibrio térmico con la roca por la que fluye antes de llegar al punto de descarga, o bien desplaza a un volumen de agua previamente almacenado -en equilibrio térmico con el medio subterráneo- hacia la superficie (gráficos A, B, C y D; Fig. 5.68).

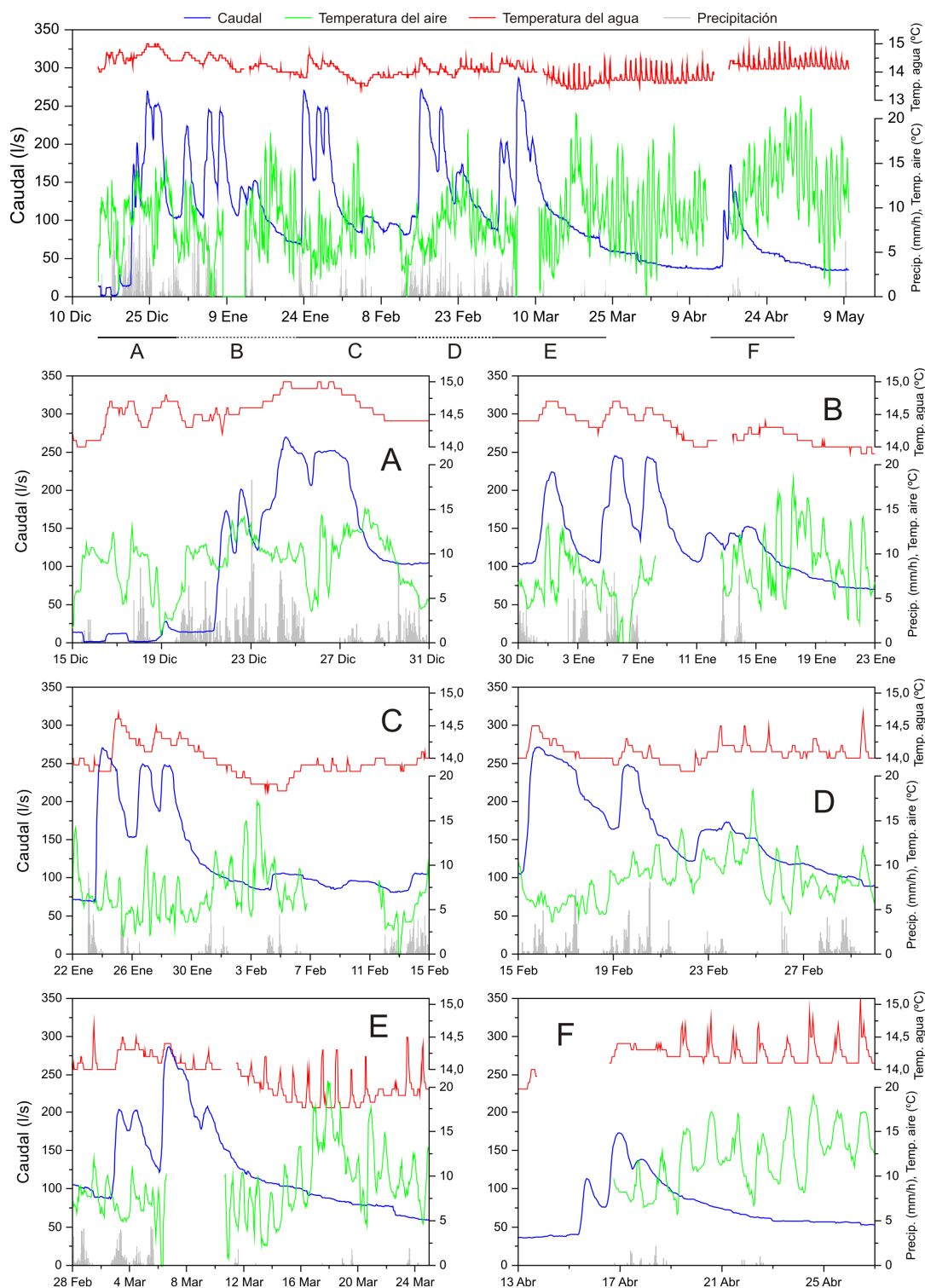


Figura 5.68. Valores horarios de la temperatura del agua y del caudal del manantial de la Fuensanta (M-12) y de la temperatura del aire y de la precipitación registradas en la estación meteorológica de Añoreta, en varias crecidas de la surgencia (A-F) durante el período comprendido entre diciembre de 2009 y mayo de 2010.

En estiaje, las fluctuaciones de la temperatura del agua alcanzan una mayor magnitud, de casi 3 °C (agosto de 2009, Fig. 5.67), y presentan una periodicidad aproximada

de 24 horas, lo que pone de manifiesto la marcada influencia de la temperatura ambiente sobre el agua del manantial de la Fuensanta, que emerge en una alberca (Fig. 5.57B).

5.3.6 Hidroquímica

5.3.6.1 Composición química de las aguas subterráneas y superficiales

La mayoría de las aguas subterráneas y de las aguas superficiales recogidas en la sección *F1* del Arroyo de la Fuensanta muestran facies hidroquímica bicarbonatada-cálcica (Fig. 5.69). Las aguas del manantial del Convento (M-5), parte de las drenadas por la surgencia de la Fuensanta (M-12) y algunas aguas superficiales del arroyo homónimo (en el punto de muestreo *F2*), son de tipo sulfatada-cálcica.

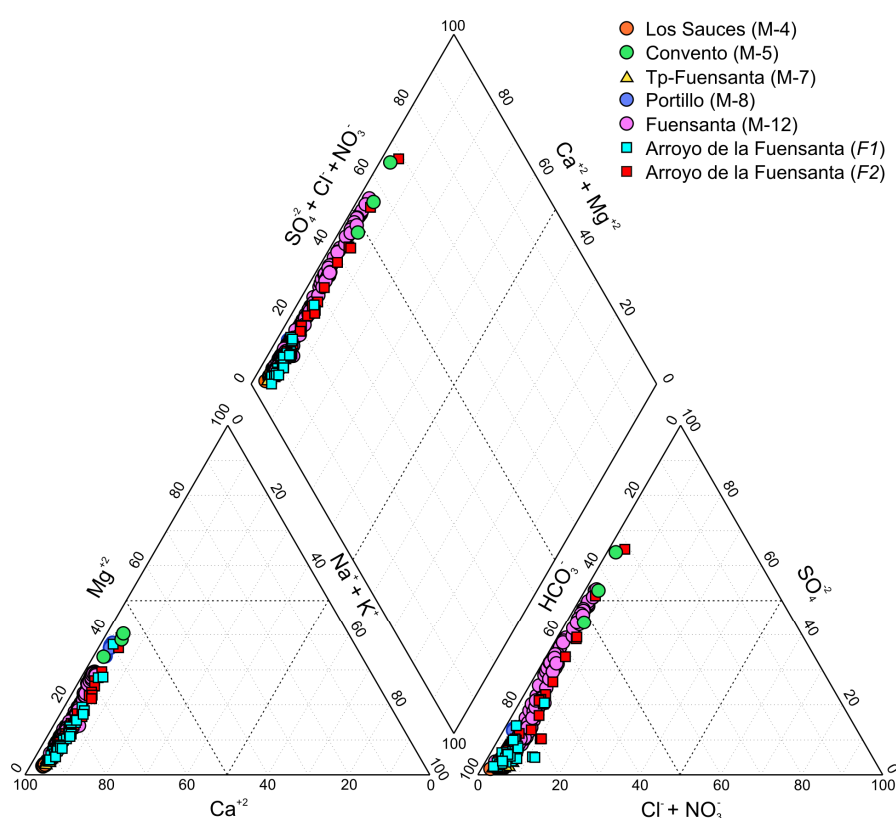


Figura 5.69. Diagrama de Piper en el que se muestra la composición química de las aguas subterráneas y de las superficiales recogidas en el área de la Fuensanta.

En el diagrama de Piper de la figura 5.69 se observa que las muestras del manantial de la Fuensanta y del arroyo del mismo nombre, en la sección *F2* (mezcla de las aportaciones de los arroyos de la Fuensanta y del Convento), presentan la misma variabilidad

hidroquímica, la mayor del sistema hidrológico de la Fuensanta. Asimismo, se aprecia que el agua del manantial de la Fuensanta es el resultado de la mezcla, en proporciones variables, de las aguas de la surgencia del Convento y del Arroyo de la Fuensanta en la sección *F1*.

La composición química de la mayoría de las aguas del área de la Fuensanta está asociada a la disolución de calcita y, en menor medida, a la de dolomita. La disolución de este tipo de minerales aporta TAC y Ca^{+2} disuelto. Los contenidos de SO_4^{-2} , que proporcionan composiciones sulfatadas y contribuyen a la mineralización del agua drenada por el manantial del Convento (M-5) y por tanto del agua del Arroyo de la Fuensanta (en la sección *F2*), y de la surgencia homónima (M-12), se deben a la disolución de minerales de origen evaporítico (presumiblemente yeso).

Los valores medios de conductividad eléctrica (CE) de las aguas (Tab. 5.33) varían entre 296 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en el manantial de Portillo (M-8) y 902 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en el del Convento (M-5). Si no se consideran los datos de esta última surgencia, los valores medios de CE quedarían en un intervalo más reducido: 296-475 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Este último dato corresponde al valor medio de CE del agua del manantial de la Fuensanta (M-12), cuya serie de datos puntuales muestra valores mínimos y máximos de 404 y 671 $\mu\text{S}/\text{cm}$, respectivamente. Los coeficientes de variación de la CE de los puntos de agua con mayor número de medidas (Tab. 5.33) varían entre el 4 % (manantial de los Sauces) y el 14 % (surgencia de la Fuensanta) en las aguas subterráneas, y entre el 7 % y el 21 % en las aguas superficiales del Arroyo de la Fuensanta, en las secciones *F1* y *F2*, respectivamente. Por tanto, el coeficiente de variación de la CE correspondiente al manantial de la Fuensanta (14 %) está comprendido entre los valores obtenidos para las aguas superficiales del arroyo próximo y es el mayor de todas las surgencias estudiadas en el marco de la presente Tesis Doctoral.

Las aguas drenadas por el manantial del Convento (M-5) presentan los contenidos medios más elevados de TAC, Ca^{+2} , Mg^{+2} , Na^+ , K^+ , SO_4^{-2} , Cl^- , NO_3^- y F^- (Tab. 5.33 y Fig. 5.70), mientras que las de la surgencia de Portillo (M-8) muestran las concentraciones más bajas y más estables en casi todos los parámetros analizados.

Las muestras de agua recogidas en el manantial de la Fuensanta se caracterizan por unos valores medios de TAC y unos contenidos medios de Ca^{+2} relativamente parecidos a los registrados en los manantiales de los Sauces y del Convento, y son superiores a los medidos en las aguas superficiales del Arroyo de la Fuensanta (Tab. 5.33 y Fig. 5.70). Las concentraciones medias de F^- , Cl^- , NO_3^- , Na^+ y K^+ en las aguas de la surgencia son muy bajas y parecidas a las registradas en las aguas superficiales. Por su parte, los contenidos medios de COT son más afines a los de las aguas del arroyo en la sección *F1*, mientras que los de Mg^{+2} y SO_4^{-2} son más parecidos a los registrados en las aguas superficiales en el punto *F2* (Tab. 5.33 y Fig. 5.70). En lo que respecta a los parámetros del sistema calcocarbónico, las aguas del

manantial de la Fuensanta (M-12) muestran valores medios de logPCO₂ relativamente elevados, debido a la aportación de CO₂ de origen edáfico. Las aguas superficiales presentan valores de este parámetro similares a los de la atmósfera, a causa de la desgasificación producida en cauces y arroyos (sistema abierto al CO₂ atmosférico). Las aguas de la surgencia se encuentran en equilibrio con respecto a la calcita y subsaturadas en dolomita, mientras que las aguas del arroyo de la Fuensanta muestran, por término medio, valores positivos de IS_{CAL} y próximos a cero de IS_{DOL}.

Tipo	Punto (Ref.)	CE	Temp	pH	COT	TAC	F ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻²	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	logPCO ₂	IS _{CAL}	IS _{DOL}	
		[μS/cm]	[°C]															
		[mg/l]																
Aguas subterráneas	Los Sauces (M-4)	n	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	
		mín	342	13,9	7,1	0,76	240	0,1	3,1	0,2	4,7	3,0	0,4	87,7	1,5	-2,69	-0,14	-2,28
		máx	410	14,7	8,1	2,29	321	0,1	7,8	3,9	11,4	4,0	0,9	108,4	3,0	-1,84	0,91	-0,22
		med	387	14,4	7,3	1,05	267	0,1	5,7	2,0	6,3	3,6	0,6	96,5	1,9	-1,97	0,00	-1,98
		cv	4	1	3	32	7	9	19	51	29	6	28	5	22	-	-	-
	Convento (M-5)	n	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
		mín	675	13,4	7,6	0,39	259	0,6	8,9	3,1	170,7	7,3	0,6	82,2	34,0	-2,52	0,27	-0,14
		máx	1.253	14,5	7,9	0,65	317	0,9	10,6	3,7	467,2	8,3	0,8	196,4	62,5	-2,34	0,87	0,93
		med	902	13,8	7,7	0,53	278	0,8	9,8	3,5	294,8	7,7	0,7	124,0	45,9	-2,42	0,49	0,27
		cv	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Tp-Fuensanta (M-7)	n	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18
		mín	384	14,50	6,91	0,45	266	0,1	4,8	0,1	3,8	3,5	0,1	94,6	1,8	-2,01	-0,30	-2,35
		máx	478	15,80	7,35	2,29	333	0,1	11,0	5,6	22,1	5,2	0,7	122,0	14,8	-1,63	0,23	-1,26
		med	428	14,99	7,19	1,20	294	0,1	7,6	1,4	6,3	4,5	0,4	103,2	3,8	-1,87	0,00	-1,75
		cv	7	2	2	32	7	16	24	137	66	10	28	8	76	-	-	-
	Portillo (M-8)	n	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
		mín	296	13,6	8,3	0,22	184	0,1	2,8	0,2	21,9	2,2	0,5	46,9	17,2	-3,12	0,58	0,46
		máx	296	15,0	8,3	0,29	189	0,1	2,8	0,5	23,2	2,5	0,8	53,7	18,1	-3,07	0,64	0,58
		med	296	14,4	8,3	0,25	186	0,1	2,8	0,4	22,7	2,3	0,6	48,6	17,7	-3,08	0,61	0,52
		cv	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Fuensanta (M-12)	n	184	184	184	184	184	184	184	184	184	184	184	184	184	184	184	184
		mín	404	13,0	6,8	0,20	193	0,1	4,2	0,1	8,8	3,6	0,3	53,9	4,2	-2,45	-0,57	-2,40
		máx	671	16,7	7,8	2,42	332	2,9	12,5	5,2	255,6	5,8	2,7	126,0	31,9	-1,54	0,52	-0,33
		med	475	14,4	7,3	0,94	272	0,2	7,6	1,2	58,5	4,6	0,6	99,7	12,9	-2,01	0,05	-1,15
		cv	14	5	3	57	8	105	26	77	104	11	39	11	62	-	-	-
Aguas superficiales	Arroyo de la Fuensanta (F1)	n	34	34	34	34	34	33	33	33	34	34	34	34	33	33	33	
		mín	286	6,4	7,5	0,40	183	0,1	2,9	0,1	4,4	2,1	0,3	42,9	2,2	-3,48	-0,02	-1,17
		máx	405	17,9	8,8	1,89	308	0,2	9,4	15,7	41,3	4,9	1,1	96,9	17,6	-2,58	1,25	1,82
		med	348	12,2	8,1	1,06	221	0,1	6,1	1,9	11,6	4,2	0,5	72,5	5,9	-3,07	0,84	0,47
		cv	7	16	3	34	12	25	28	183	60	13	39	19	56	-	-	-
	Arroyo de la Fuensanta (F2)	n	25	25	25	25	25	25	25	25	25	24	24	24	24	24	24	24
		mín	258	6,3	7,6	0,45	127	0,1	3,8	0,1	7,6	3,4	0,3	54,9	4,0	-3,59	0,07	-1,34
		máx	677	16,8	8,7	2,47	247	0,6	10,9	13,4	207,8	6,8	0,7	98,9	35,6	-2,26	1,01	1,13
		med	423	11,8	8,3	1,26	220	0,2	7,4	2,8	54,9	5,0	0,5	79,5	12,0	-2,88	0,66	-0,12
		cv	21	17	3	145	12	55	27	113	104	16	19	15	67	-	-	-

Tabla 5.33. Valores estadísticos principales (número de medidas/determinaciones, *n*; valor mínimo, *mín*; valor máximo, *máx*; valor medio, *med*; y coeficiente de variación, *cv* -expresado en %-) de los parámetros físico-químicos y componentes hidroquímicos de las aguas subterráneas y de las superficiales muestreadas en el área de la Fuensanta.

Al margen de la descripción comparativa anterior, la composición química de las aguas del manantial de la Fuensanta presenta una gran variabilidad en todos los parámetros hidroquímicos (Tab. 5.33 y Fig. 5.70), muy superior a la de la mayoría de surgencias estudiadas en esta Tesis y sólo equiparable a la heterogeneidad que se aprecia en los datos hidroquímicos del manantial del Convento (SO₄⁻², Ca⁺², Mg⁺², TAC y F⁻) y del Arroyo de la Fuensanta en la sección F2 (COT y Cl⁻). La similitud entre la composición química de las aguas del manantial de la Fuensanta y las del arroyo homónimo (con un rango de variación

parecido en buena parte de los iones mayoritarios; Fig. 5.70) sugiere que las aguas que alimentan a la surgencia podrían tener un origen superficial, al menos en parte, lo que sería coherente con lo deducido a partir de los ensayos de trazadores.

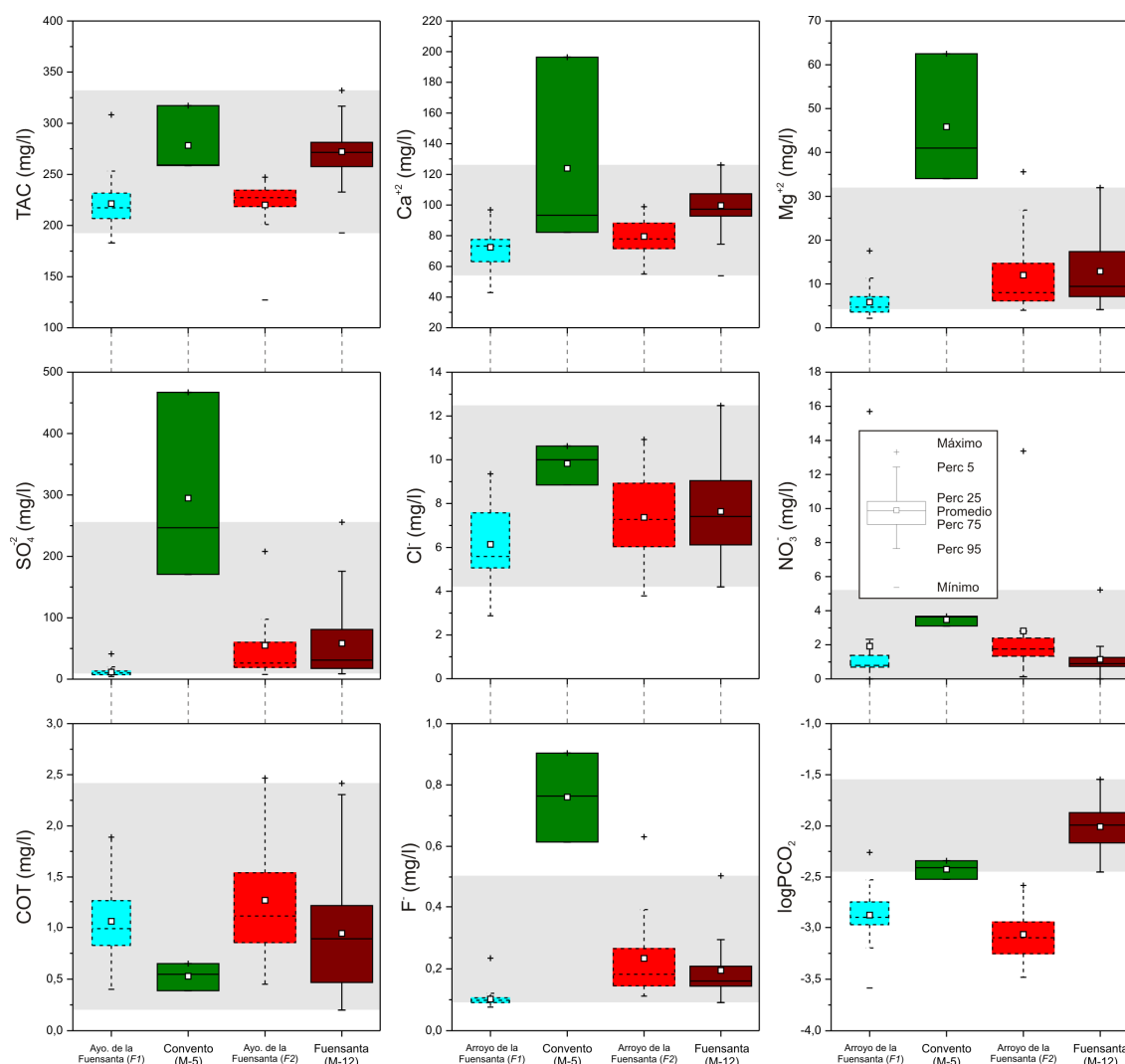


Figura 5.70. Gráficos de caja en los que se representan los parámetros estadísticos de los principales componentes químicos de las aguas subterráneas -cajas con trazado continuo- de los manantiales del Convento (M-5) y de la Fuensanta (M-12) y de las aguas superficiales -cajas con trazado discontinuo- del Arroyo de la Fuensanta, en las secciones F1 y F2. Las cajas aparecen ordenadas según el sentido de flujo (de izquierda a derecha). Las áreas de color gris indican el rango de variación de cada componente hidroquímico en el manantial de la Fuensanta.

Se ha efectuado un análisis de componentes principales (ACP) con los datos hidroquímicos de las muestras de aguas subterráneas (manantiales de los Sauces, Tp-Fuensanta, Portillo, Convento y Fuensanta) y de aguas superficiales (Arroyo de la Fuensanta, en las secciones F1 y F2). Para ello se han considerado un total de 287 muestras y 15 variables hidroquímicas (Tab. 5.34 y Fig. 5.71).

La matriz de correlación de la tabla 5.34 pone de manifiesto que las variables SO_4^{2-} , Mg^{+2} , Ca^{+2} , F^- , Na^+ y TAC contribuyen en mayor medida a la mineralización de las aguas. NO_3^- y COT, además de los índices de saturación en calcita (IS_{CAL}) y dolomita (IS_{DOL}), muestran una correlación negativa con los valores de conductividad eléctrica (CE). El resto de variables consideradas presentan coeficientes de correlación positivos y relativamente bajos con respecto a este último parámetro.

	CE	Temp	COT	TAC	F ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	logPCO ₂	IS _{CAL}	IS _{DOL}
CE	1														
Temp	0,296	1													
COT	-0,196	0,092	1												
TAC	0,418	0,383	-0,163	1											
F ⁻	0,512	0,096	-0,113	0,001	1										
Cl ⁻	0,327	-0,066	0,041	0,343	0,071	1									
NO ₃ ⁻	-0,111	0,000	0,263	-0,173	-0,041	0,145	1								
SO ₄ ²⁻	0,873	0,199	-0,184	0,003	0,561	0,128	-0,087	1							
Na ⁺	0,487	-0,209	0,047	0,265	0,223	0,679	0,042	0,295	1						
K ⁺	0,126	0,005	-0,087	0,007	0,078	-0,032	-0,039	0,133	-0,051	1					
Ca ⁺²	0,717	0,428	-0,047	0,767	0,208	0,398	0,047	0,452	0,370	0,051	1				
Mg ⁺²	0,806	0,164	-0,333	-0,042	0,556	0,071	-0,127	0,934	0,236	0,187	0,326	1			
logPCO ₂	0,373	0,592	-0,097	0,741	0,044	0,258	-0,177	0,102	0,034	0,074	0,698	0,044	1		
IS _{CAL}	-0,283	-0,541	0,093	-0,496	-0,063	-0,173	0,211	-0,121	0,083	-0,110	-0,498	-0,088	-0,941	1	
IS _{DOL}	-0,051	-0,472	-0,033	-0,560	0,126	-0,137	0,120	0,174	0,134	-0,018	-0,467	0,274	-0,906	0,908	1

Tabla 5.34. Matriz de correlación del ACP realizado con los datos hidroquímicos de las muestras de agua subterránea y superficial del área de la Fuensanta.

Los dos factores principales explican una varianza total del 54,2 % (Fig. 5.71A). El factor 1 (32,5 %) informa sobre las variables CE, Ca^{+2} , temperatura, TAC y $\log\text{PCO}_2$, en la parte positiva, e IS_{CAL} , en la negativa. Por otro lado, el factor 2 (21,7 %) comprende los parámetros hidroquímicos Mg^{+2} , SO_4^{2-} , F^- e IS_{DOL} , todos ellos situados en la parte positiva del eje. El factor 3, que no se ha representado en la figura 5.71, está determinado por las variables Cl^- , Na^+ , COT, NO_3^- y K^+ (las cuatro primeras en la parte positiva del eje y la última en la negativa). El primer factor puede considerarse indicador de la mineralización de las aguas y de las condiciones de precipitación/disolución de calcita. También permite caracterizar claramente entre aguas subterráneas y superficiales. El factor 2 representa la disolución de minerales de naturaleza magnésica y sulfatada, que contribuyen en gran medida a la mineralización de las aguas.

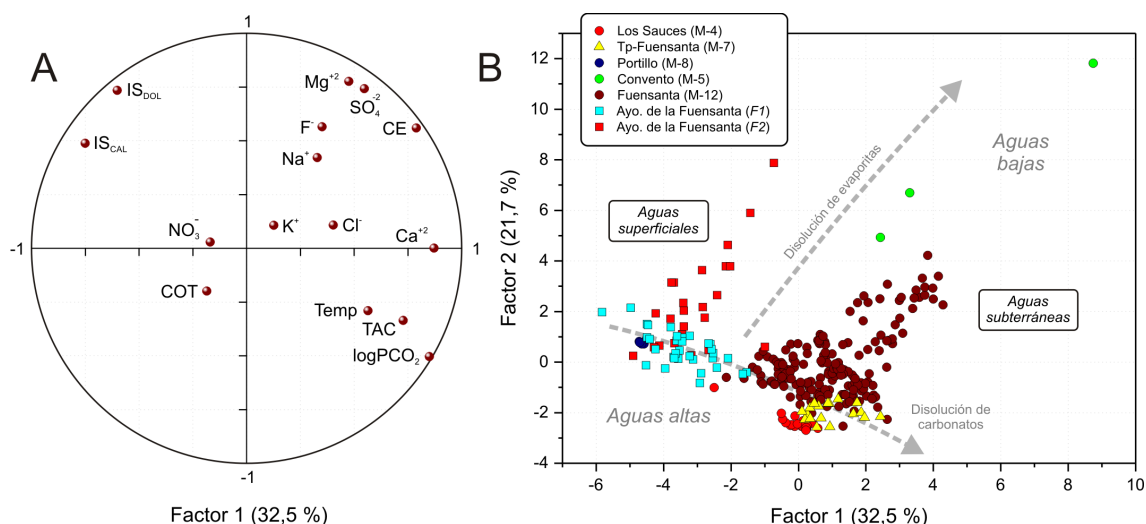


Figura 5.71. Representación de los planos factoriales (A: variables y B: unidades estadísticas) del ACP realizado con los datos hidroquímicos de las aguas drenadas por los principales mananciales y arroyos del área de la Fuentsanta.

En el espacio de las observaciones (Fig. 5.71B) se aprecian dos distribuciones principales de las muestras (alineadas según las dos flechas grises):

- Una distribución está constituida por muestras de aguas superficiales (Arroyo de la Fuentsanta, sección F1 -parte alta del arroyo-) y subterráneas (mananciales de los Sauces, M-4; Tp-Fuentsanta, M-7; Portillo, M-8; y parte de Fuentsanta, M-12, correspondientes a situaciones de aguas altas), que se distribuyen según el factor 1. Las aguas superficiales presentan menor mineralización, contenidos más elevados de NO_3^- y COT y mayores valores de IS_{CAL} e IS_{DOL} , mientras que la mayoría de aguas subterráneas se caracterizan por estar más mineralizadas, tener mayor temperatura y valores más elevados de TAC y $logPCO_2$, así como mayores concentraciones de Ca^{+2} . La evolución de las muestras hacia la parte positiva del factor 1 indica la disolución de minerales carbonáticos (Fig. 5.71B).
- La segunda agrupación, cuya diferencia principal con el grupo anterior es la mayor mineralización y los contenidos más elevados en Mg^{+2} y SO_4^{2-} (y menores concentraciones de NO_3^- y COT) de las aguas, se divide, a su vez, en dos subgrupos de muestras distribuidas según el factor 2. El primero de ellos, localizado en el espacio negativo del factor 1, está formado por las aguas superficiales del Arroyo de la Fuentsanta (sección F2), mientras que el segundo subgrupo de muestras, situado en el espacio positivo del factor 1, está constituido por las aguas del manantial del Convento (M-5) y por las muestras de aguas bajas del de la Fuentsanta. Las aguas incluidas en ambos subgrupos presentan una marcada evolución hidrogeoquímica, desde términos poco mineralizados y con mayores contenidos en trazadores naturales de infiltración (COT y NO_3^-) hasta composiciones más mineralizadas, con

concentraciones elevadas de Mg^{+2} y SO_4^{-2} (Fig. 5.71B). Esta evolución caracteriza la disolución de minerales de origen evaporítico y dolomítico. La diferencia entre los dos subgrupos de muestras (aguas superficiales frente a subterráneas) reside en los valores de temperatura, TAC y $\log\text{PCO}_2$, que son mayores en las aguas de los manantiales del Convento y de la Fuensanta (espacio positivo del factor 1).

La marcada diferencia en el comportamiento hidroquímico de los parámetros característicos de disolución de la roca (TAC, Ca^{+2} , Mg^{+2} , SO_4^{-2}) y de los trazadores naturales de infiltración rápida (COT y NO_3^-) de las muestras del manantial de la Fuensanta (M-12) revela la existencia de distintos tipos de aguas, con diferente origen, que contribuyen al flujo de descarga de la surgencia. Así, el primer grupo de componentes (TAC y Ca^{+2}) permite caracterizar el tránsito subterráneo del agua a través de las margocalizas y calizas margosas cretácicas y la influencia de las aguas que se infiltran en las zonas de pérdida del Arroyo de la Fuensanta -aportaciones del Arroyo del Convento- (SO_4^{-2} y Mg^{+2}). Por su parte, las concentraciones de COT y NO_3^- parecen proceder mayoritariamente de la infiltración de las aguas superficiales que drenan la cuenca del Arroyo de la Fuensanta (sección F1).

5.3.6.2 Evolución temporal de la composición química de las aguas drenadas por el manantial de la Fuensanta (M-12)

El agua de la surgencia muestra una variación temporal estacional de la conductividad eléctrica (CE), temperatura y de la composición química (Fig. 5.72). Los valores de gran parte de los componentes hidroquímicos considerados (TAC, Ca^{+2} , IS_{CAL} , Na^+ , Cl^- , COT y NO_3^-) son más elevados durante los períodos de precipitaciones y menores en estiaje, mientras que el resto de parámetros (CE, temperatura, SO_4^{-2} , Mg^{+2} y $\log\text{PCO}_2$) evolucionan de forma inversa.

Las fluctuaciones de los valores de CE del agua del manantial reflejan importantes diluciones durante los eventos de recarga y la mineralización progresiva de ésta a medida que se establece el período de decrecida y agotamiento (Fig. 5.72). No obstante, dependiendo de la cantidad y distribución de las precipitaciones pueden observarse aumentos de CE (enero, febrero, abril y octubre de 2008) o disminuciones (septiembre de 2008 y diciembre de 2009) con tiempos de respuesta inferiores a un día y de cierta magnitud, asociados a las respuestas hidrodinámicas del manantial. Así, dichos episodios de recarga producen picos de CE (efecto pistón), cuya magnitud es proporcional a la

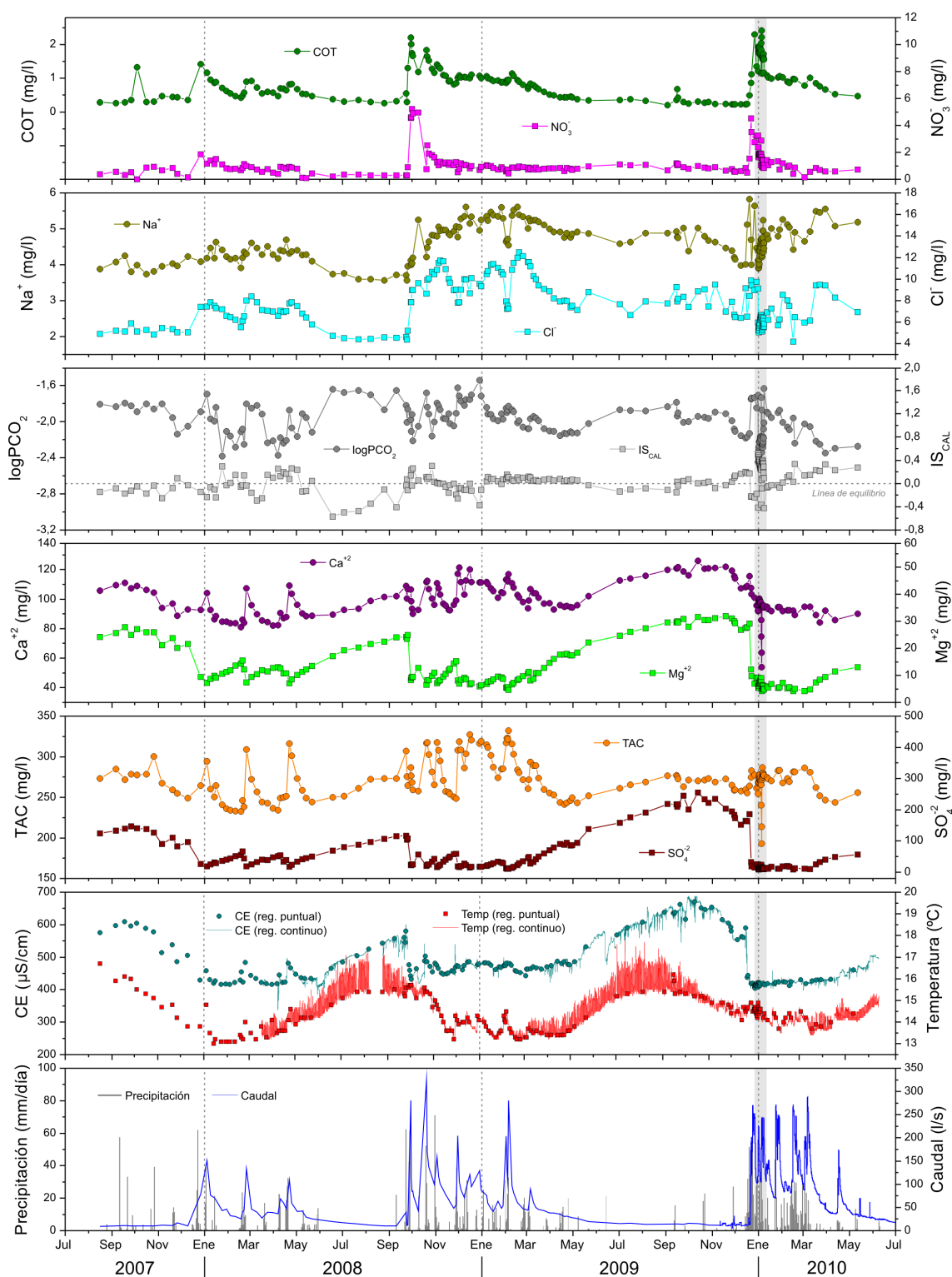


Figura 5.72. Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de la Fuensanta (M-12). El espacio sombreado en gris corresponde al evento de crecida representado en la figura 5.73. Precipitaciones registradas en la estación meteorológica de Añoreta.

intensidad de las lluvias. Las mayores diluciones de este parámetro físico-químico, que reflejan los contrastes más marcados de composición química de las aguas, tienen lugar tras la llegada de las primeras crecidas importantes del año hidrológico (septiembre de 2008 y diciembre de 2009), en las que pueden registrarse disminuciones de CE superiores a 180 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Fig. 5.72). Esta cifra supone una dilución del 27 % con respecto al valor máximo de mineralización del agua, e indica un grado considerable de mezcla entre volúmenes de agua de distinta composición química. Por ejemplo, en el invierno del último año hidrológico (diciembre de 2009 a marzo de 2010) y tras la gran dilución de las aguas de la surgencia en el mes de diciembre, los valores de CE se mantuvieron en el rango de valores mínimos (410-430 $\mu\text{S}/\text{cm}$), sin variaciones significativas, como consecuencia de la sucesión de episodios de recarga y del predominio de las aguas de reciente infiltración durante este período.

Los valores de TAC e IS_{CAL} y los contenidos de Ca^{+2} aumentan de forma simultánea a la mineralización del agua en la mayoría de las crecidas, en contraposición con las concentraciones de Mg^{+2} y SO_4^{-2} (Fig. 5.72). En las principales crecidas hidrodinámicas se producen aumentos puntiagudos de caudal, rápidos y significativos, en los que se alcanzan valores máximos de TAC (332 mg/l) y concentraciones de Ca^{+2} (116,8 mg/l), como ocurre en febrero de 2009 (Fig. 5.72). Estos pulsos de aguas más mineralizadas ponen de manifiesto la existencia de flujos rápidos de tipo pistón (Bakalowicz, 1979; Mudry, 1987; Lastennet, 1994; Emblanch *et al.*, 1998; Batiot, 2002; Liñán, 2003; Barberá y Andreo, 2011). Durante el agotamiento de la surgencia, los valores de TAC y los contenidos de SO_4^{-2} , Ca^{+2} y Mg^{+2} aumentan progresivamente hasta alcanzar concentraciones significativas, que pueden ser máximas en el caso de estos tres últimos parámetros (255,6; 126 y 31,9 mg/l, respectivamente, en octubre de 2009). Así, los contenidos en Ca^{+2} , Mg^{+2} y SO_4^{-2} (especialmente los del primer componente) de las aguas del manantial de la Fuensanta recogidas al final del estiaje son los que más se aproximan a los valores medios determinados en las aguas de la surgencia del Convento (Tab. 5.32), cuyo caudal parece contribuir mayoritariamente al del Arroyo de la Fuensanta en el punto F2, en dichas condiciones hidrodinámicas.

Los parámetros característicos de la infiltración rápida de las aguas, NO_3^- y COT, se comportan de una forma similar entre ellos, aunque evolucionan inversamente a la CE y a la temperatura (Fig. 5.72). Las concentraciones de NO_3^- y COT de las aguas suelen ser máximas en la primera crecida del año hidrológico (diciembre de 2007, octubre de 2008 y diciembre de 2009), tras la caída de las primeras lluvias significativas, y evolucionan hacia contenidos más bajos, dependiendo de la disponibilidad de materia orgánica en el suelo, progresivamente menor a lo largo del período húmedo. La diferencia de comportamiento entre ambos parámetros, con una disminución más rápida de los contenidos de NO_3^- que de

los de COT, responde a los diferentes procesos biogeoquímicos que sufren el nitrógeno y el carbono orgánico en el suelo (Toran y White, 2005; Sánchez-Monedero *et al.*, 2001; Emblanch *et al.*, 2006). Los contenidos medios de NO_3^- y COT en las aguas del manantial de la Fuensanta (M-12) son de 1,2 mg/l y 0,94 mg/l, respectivamente (Tab. 5.33). Estas cifras son comparables a los valores promedios determinados en las aguas superficiales del Arroyo de la Fuensanta, en las dos secciones controladas, lo que sería coherente con el origen superficial de ambos componentes y la recarga del manantial a partir de las aguas superficiales.

Las concentraciones de Na^+ y Cl^- , tras el máximo registrado en otoño, aumentan progresivamente durante el período de recarga (Fig. 5.72). No obstante, esta tendencia puede interrumpirse con diluciones puntuales, como respuesta a crecidas hidrodinámicas de cierta magnitud. Durante el estiaje, ambos parámetros disminuyen de forma paulatina sus contenidos.

Las aguas drenadas por el manantial de la Fuensanta se encuentran generalmente en equilibrio con la calcita (Tab. 5.33 y Fig. 5.72), aunque en condiciones de aguas altas pueden estar puntualmente saturadas (crecidas de otoño y primavera) o subsaturadas (crecidas de invierno). Durante el período de estiaje, los valores de IS_{CAL} tienden a ser inferiores a 0.

Los valores de $\log\text{PCO}_2$ (Fig. 5.72) suelen ser más elevados durante los episodios de recarga de mayor magnitud y disminuyen en las situaciones de decrecida del manantial. Sin embargo, una vez que se establece el agotamiento, se observa un aumento gradual de la presión parcial de CO_2 , que se interrumpe con las primeras lluvias del año hidrológico.

La figura 5.73 muestra las variaciones de la composición química de las aguas del manantial de la Fuensanta (M-12) y de las aguas superficiales del arroyo homónimo en las secciones *F1* y *F2*, durante el período comprendido entre los días 27/12/2009 y 13/01/2010, a comienzos del período de aguas altas del año hidrológico 2009/2010. La periodicidad de muestreo fue de 6 horas en el manantial y cada 2-3 días en el arroyo.

Las evoluciones hidroquímicas del arroyo son similares en los dos puntos de muestreo (Fig. 5.73; columna de gráficos izquierda y central). En ambas se aprecia una disminución generalizada de la CE, temperatura y de todos los componentes hidroquímicos, excepto COT (que aumenta), y una posterior recuperación de los valores iniciales. En la sección *F2*, los valores de CE y COT son mayores (y más variables) y los de TAC menores en las aguas del arroyo que en *F1*.

En el registro del manantial (Fig. 5.73; columna de gráficos derecha), cada crecida de caudal provoca un aumento de la temperatura del agua (próximo a 1 °C) y una disminución

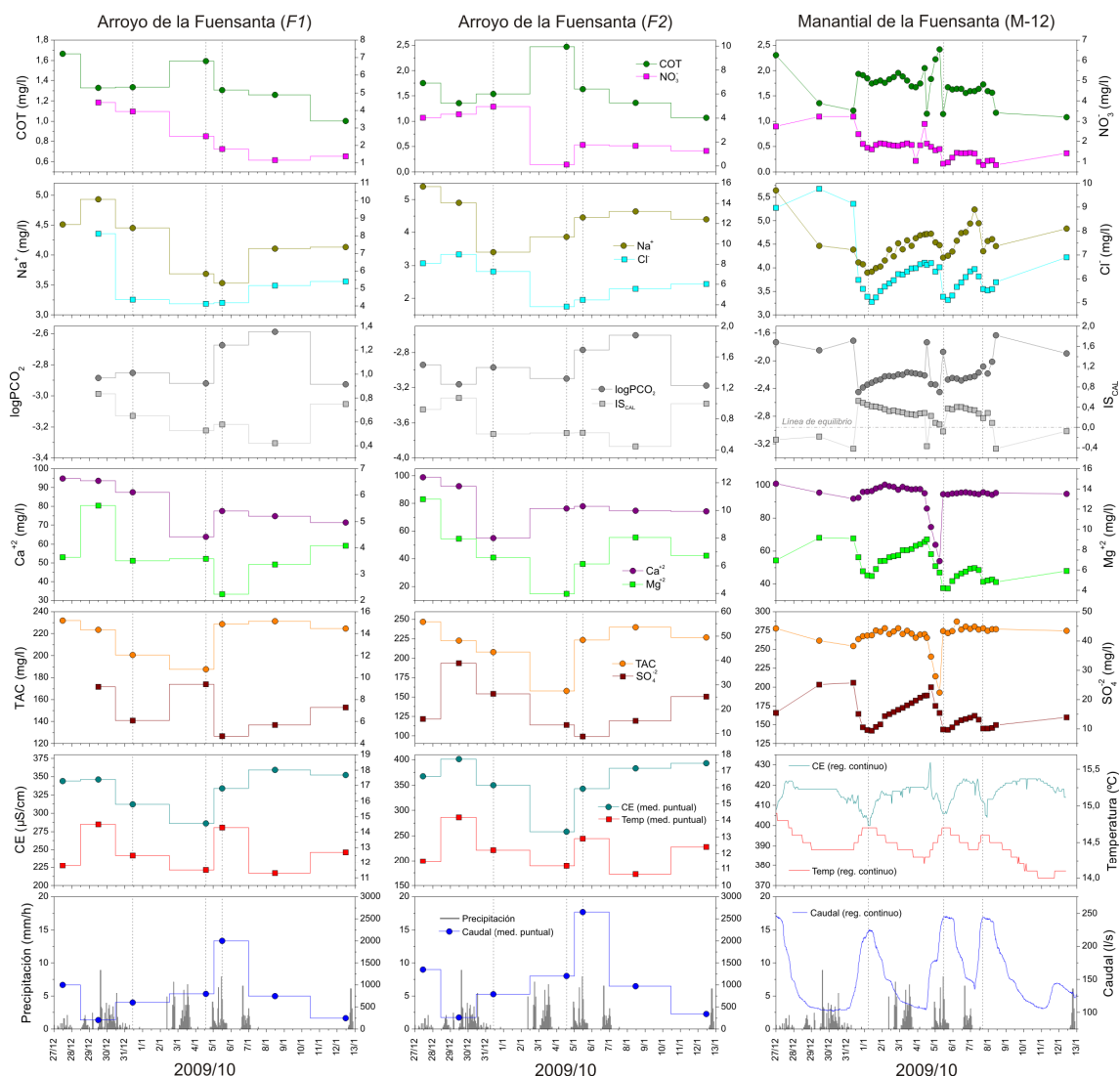


Figura 5.73. Evolución hidroquímica de las aguas del manantial de la Fuensanta (M-12) (derecha; también representada en la figura 5.72) y de las aguas superficiales del arroyo homónimo en las secciones F1 (izquierda) y F2 (centro), durante el período de aguas altas comprendido entre los días 27/12/2009 y 13/01/2010.

de la CE (unos 20 $\mu\text{S}/\text{cm}$) y del resto de parámetros hidroquímicos, concretamente de SO_4^{2-} , Mg^{2+} , Na^+ y Cl^- . En cambio, los valores de TAC y Ca^{2+} permanecen prácticamente constantes, excepto con el aumento de caudal registrado el día 05/01/2010, que ocasiona entre otras variaciones hidroquímicas, un aumento brusco de COT (hasta 2,42 mg/l) y un descenso muy acusado de TAC y Ca^{2+} , con valores mínimos de 193 y 53,9 mg/l, respectivamente. Este episodio de recarga (05/01/2010), con una marcada dilución de la mayoría de parámetros hidroquímicos en el agua del manantial de la Fuensanta (y parece que también algo antes en las aguas superficiales, a pesar de no muestrearse con la misma periodicidad), así como los valores registrados, muy similares a los detectados en las aguas del arroyo, sugieren la infiltración rápida de éstas hacia la surgencia.

5.3.6.3. *Curvas de distribución de frecuencias (CDF) de la conductividad eléctrica*

Se ha llevado a cabo el análisis de los valores puntuales y del registro de datos horarios de conductividad eléctrica (CE) de las aguas del manantial de la Fuensanta (M-12) a partir de la elaboración de curvas de distribución de frecuencias. A modo comparativo, se ha aplicado este mismo procedimiento a los datos de CE medidos en las aguas del Arroyo de la Fuensanta, tanto en la sección *F1* como en la *F2*. En ambos casos se ha utilizado un intervalo de clases de 10 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (mayor a la precisión del equipo, de $\pm 1 \mu\text{S}/\text{cm}$), debido al amplio rango de variación que se registra en los valores de CE de ambos tipos de aguas - superficiales y subterráneas-. Debe tenerse en cuenta que los registros de CE del Arroyo de la Fuensanta en las secciones consideradas presentan menor número de datos y, por lo tanto, puede que determinadas situaciones hidrodinámicas no estén debidamente representadas por los mismos.

Las curvas de distribución de frecuencias obtenidas en el manantial de la Fuensanta muestran una morfología predominante plurimodal, con un amplio rango de variación de los valores de CE, superior a 250 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Fig. 5.74). Tanto en la curva correspondiente a las medidas puntuales de dicho parámetro como en la del registro continuo destacan dos modas principales, características de las aguas drenadas durante las crecidas de la surgencia (415-425 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 475-485 $\mu\text{S}/\text{cm}$), que comprenden las frecuencias máximas registradas (8-19 %; mayores en la serie del control puntual).

Las características de las CDF de las aguas superficiales (Fig. 5.74) varían según se trate de la sección *F1* (parte alta del Arroyo de la Fuensanta) o *F2* (aguas abajo de la confluencia de los arroyos de la Fuensanta y del Convento). La morfología de la curva representativa de las aguas del arroyo en la sección *F1* es también de tipo multimodal, aunque presenta el menor rango de variación de todas, cercano a 120 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Destacan tres modas de frecuencias máximas comprendidas entre 12 y 24 %, en el intervalo de mineralización intermedia (condiciones hidrodinámicas de aguas intermedias). Por su parte, la morfología de la curva correspondiente a las aguas del Arroyo de la Fuensanta en el punto *F2* es bastante parecida a la del manantial de la Fuensanta, si bien presenta un rango de variación más amplio, superior a 400 $\mu\text{S}/\text{cm}$. El pico de máxima frecuencia (12 %) corresponde a las aguas más diluidas, drenadas en situaciones de aguas altas.

De los resultados obtenidos a partir del análisis de la distribución de las curvas de frecuencia de la CE puede inferirse la contribución de las aguas superficiales a la mineralización de las aguas drenadas por la surgencia (Fig. 5.74): las aguas del Arroyo de la Fuensanta (con *-F2-* y sin *-F1-* las aportaciones del Arroyo del Convento) participan, en proporciones variables, en situaciones de crecidas y hidrodinámicas. No obstante, en

condiciones de aguas altas (máxima dilución de las aguas del manantial de la Fuensanta) deben predominar los aportes desde la cuenca alta del arroyo (F1), mientras que en agotamiento, y probablemente, decrecida, predominan las aportaciones desde F2, aguas abajo de la confluencia con el Arroyo del Convento.

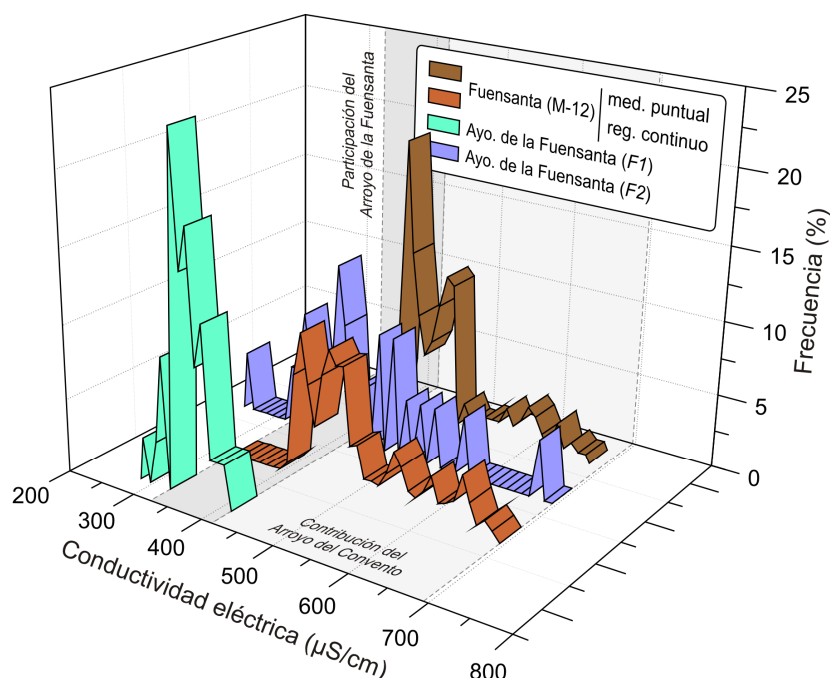


Figura 5.74. Curvas de distribución de frecuencias de los valores de conductividad eléctrica de las aguas del manantial de la Fuensanta (M-12) y del arroyo del mismo nombre (en las secciones F1 y F2). Las áreas de color gris claro y oscuro representan las contribuciones teóricas, en términos de mineralización, de las aguas de ambos arroyos al flujo del manantial.

5.3.6.4 Modelo de mezcla aplicado a las aguas del manantial de la Fuensanta (M-12)

Se ha intentado caracterizar los diferentes tipos de aguas que contribuyen al flujo de descarga del manantial de la Fuensanta (M-12). Para tal fin, se ha aplicado la metodología propuesta por Christophersen y Hooper (1992), consistente en un modelo de mezcla de componentes extremos (EMMA: *end-member mixing analysis*) y el uso de trazadores hidrogeoquímicos naturales. Dicho modelo está basado en un sistema lineal de ecuaciones a partir del cual es posible estimar las proporciones de los distintos tipos de aguas, representados por términos extremos de mezcla, que participan en la composición química de las aguas de manantial. Este método se utilizó originariamente para cuantificar las aportaciones superficiales, procedentes de diversas regiones, en varias cuencas hidrográficas de las montañas de Panola, en el estado de Georgia, USA (Christophersen y

Hooper, 1992; Burns *et al.*, 2001). No obstante, se han obtenido resultados satisfactorios mediante la aplicación del modelo para la estimación de las proporciones de mezcla de aguas subterráneas en un sondeo de abastecimiento que capta un importante acuífero kárstico del SO de Eslovenia (Doctor *et al.*, 2006).

En el área de la Fuensanta se ha constatado previamente, mediante aforos diferenciales, ensayos de trazadores e hidrogeoquímica, que las aguas de los arroyos del Convento y de la Fuensanta contribuyen a la descarga del manantial de la Fuensanta, por lo que las aguas de la surgencia son el resultado de la mezcla, en proporciones variables, de las aguas superficiales de ambos cauces. No obstante, es difícil pensar en una mezcla con sólo dos tipos de aguas, teniendo en cuenta, entre otras observaciones, los aumentos puntuales de la temperatura del agua (Figs. 5.67 y 5.68) y los picos con valores máximos de TAC y logPCO₂ -no atribuibles a las aguas superficiales- (Tab. 5.33 y Figs. 5.71 y 5.72) detectados en las puntas de crecida de la surgencia, que son consecuencia de flujos de tipo pistón de aguas que se infiltran en las calizas margosas y margocalizas cretácicas y reaccionan con éstas (disuelven calcita). Por lo tanto, se ha propuesto considerar un tercer componente de mezcla (agua subterránea que está en contacto con los materiales cretácicos).

La selección de los términos extremos de mezcla (componente subterránea-Arroyo del Convento-Arroyo de la Fuensanta; Tab. 5.35) se ha efectuado a partir de los datos químicos extremos (*end-member mixing analysis*) de las aguas superficiales de los arroyos (Tab. 5.33) y de la evolución hidroquímica de la surgencia de la Fuensanta (Fig. 5.72). Así, se ha utilizado la composición química de la muestra más mineralizada recogida en el manantial del Convento (M-5, 21/01/2012), que presenta las concentraciones más elevadas de Ca⁺², Mg⁺² y SO₄⁻², como representativa de la componente de mezcla del arroyo homónimo. En el caso del Arroyo de la Fuensanta, se ha optado por las características químicas de la muestra más diluida tomada en la sección F1 (04/01/2010), con valores mínimos de todos los parámetros hidroquímicos. En último lugar, la componente de mezcla subterránea está representada por la composición química de la muestra del manantial de la Fuensanta (M-12), cuyo valor de TAC es máximo y contenidos del resto de solutos intermedios (05/02/2009; Fig. 5.72).

Se ha efectuado un ACP con las 184 muestras tomadas de la surgencia de la Fuensanta (M-12) y con los parámetros hidroquímicos que más contribuyen a la mineralización de las aguas del manantial (Fig. 5.75): TAC, Ca⁺², Mg⁺² y SO₄⁻². Los dos factores principales explican el 97,5 % de la varianza total. El espacio de las unidades estadísticas (Fig. 5.75) muestra que todas las aguas del manantial, a excepción de una, se sitúan en el espacio delimitado por los componentes descritos anteriormente, lo cual indica una cierta coherencia en el criterio de selección de las composiciones de mezcla. Una parte de las

muestras caen directamente sobre la línea que une las componentes subterránea y superficial del Arroyo de la Fuensanta, lo que parece indicar que dichas muestras son mezcla directa de los dos tipos de aguas anteriores. No obstante, hay otro grupo de muestras que tienden a alinearse según la línea de mezcla entre las aguas de los arroyos de la Fuensanta y del Convento.

Componente de mezcla	Punto de agua	Fecha	Parámetros hidroquímicos seleccionados para el modelo de mezcla				
			CE [μS/cm]	TAC [mg/l]	Ca ⁺² [mg/l]	Mg ⁺² [mg/l]	SO ₄ ⁻² [mg/l]
Subterránea	M-12	05/02/2009	482	332	116,8	4,7	11,2
Arroyo del Convento	M-5	21/01/2012	1.253	317	196,4	62,5	467,2
Arroyo de la Fuensanta	secc. F1	04/01/2010	286	187	63,8	3,6	9,4

Tabla 5.35. Composiciones químicas representativas de los componentes de mezcla utilizados en el modelo propuesto.

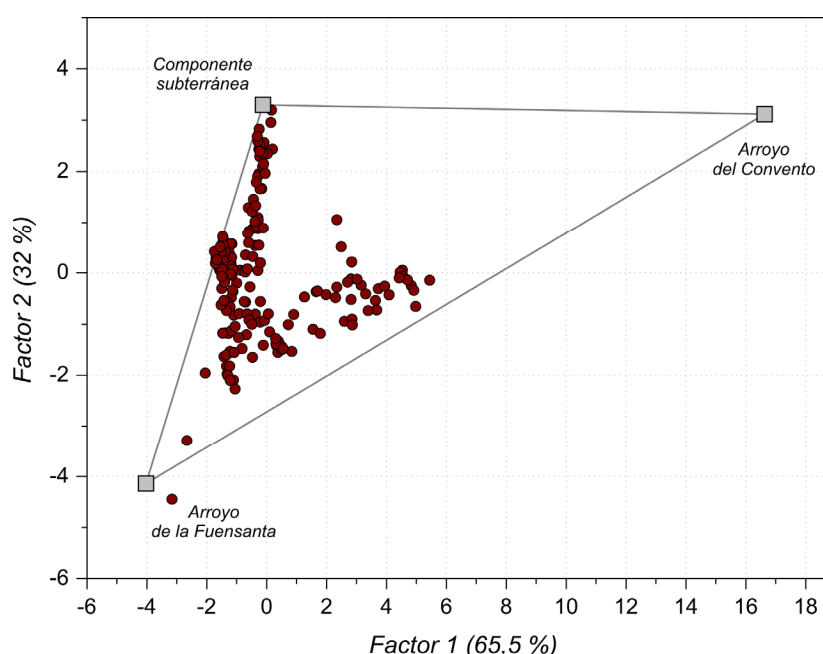


Figura 5.75. Representación de las muestras de agua del manantial de la Fuensanta (M-12) y de los componentes teóricos de mezcla en el espacio de las unidades estadísticas del ACP realizado (véase explicación en el texto).

El modelo *EMMA* permite calcular las fracciones de los componentes de mezcla en cada una de las muestras de agua recogidas en la surgencia, mediante la resolución del siguiente sistema de ecuaciones, basado en el balance de masas de solutos:

$$\begin{aligned}
 1 &= p_{\text{sub}} + p_{\text{conv}} + p_{\text{fuen}} \\
 F1_{\text{muestra}} &= p_{\text{sub}} \cdot (F1_{\text{sub}}) + p_{\text{conv}} \cdot (F1_{\text{conv}}) + p_{\text{fuen}} \cdot (F1_{\text{fuen}}) \\
 F2_{\text{muestra}} &= p_{\text{sub}} \cdot (F2_{\text{sub}}) + p_{\text{conv}} \cdot (F2_{\text{conv}}) + p_{\text{fuen}} \cdot (F2_{\text{fuen}})
 \end{aligned}$$

donde p es la proporción de cada componente de mezcla en el agua y $F1$ y $F2$ son los valores de los dos factores principales de cada unidad estadística (u observación, en Fig. 5.75). Los subíndices *sub*, *conv* y *fuen* corresponden a los tres componentes de mezcla (componente subterránea, Arroyo del Convento y Arroyo de la Fuensanta).

Las proporciones estimadas de los tres términos composicionales de mezcla a partir del modelo EMMA en las muestras del manantial de la Fuensanta (M-12) se resumen en la tabla 5.36 y se ilustran en la figura 5.76. Las aportaciones (en %) subterránea y superficiales -de los dos arroyos- a las aguas de la surgencia, se clasifican por años hidrológicos y por condiciones hidrodinámicas (aguas bajas -Ab-, intermedias -Ai- y altas -Aa-).

Componente de mezcla	2007/08				2008/09				2009/10			Media
	Ab	Ai	Aa	med	Ab	Ai	Aa	med	Ai	Aa	med*	
Subterránea	25	32	70	42	16	48	82	49	42	54	47	46
Arroyo del Convento	22	9	5	12	34	11	3	16	5	2	4	12
Arroyo de la Fuensanta	53	59	25	46	50	41	15	35	53	44	49	42

Tabla 5.36. Proporciones (%) de las tres componentes de mezcla en las aguas del manantial de la Fuensanta (M-12) calculados a partir del modelo EMMA. Los resultados se clasifican por condiciones hidrodinámicas (Ab, aguas bajas; Ai, aguas intermedias; Aa, aguas altas) y años hidrológicos. (*) En el año 2009/10 el período de muestreo fue incompleto, terminó en mayo de 2010 (el período de aguas bajas no está representado).

Durante el período de estudio (2007/08-2009/10), la contribución media de la componente subterránea a las aguas del manantial de la Fuensanta (Tab. 5.36) es similar a la del arroyo homónimo (46 y 42 %, respectivamente). En cambio, la participación del Arroyo del Convento es del orden de 4 veces menor (12 %) que las otras dos componentes de mezcla.

Las proporciones medias de la componente subterránea aumentan un 7 % del primer al segundo año hidrológico, y se mantienen en el último (Tab. 5.36 y Fig. 5.76). Los porcentajes de la componente superficial del Arroyo del Convento evolucionan de forma parecida a la anterior y disminuye en el último año, aunque debe tenerse en cuenta que este período de muestreo fue incompleto. La otra componente superficial, la del Arroyo de la Fuensanta, disminuye su proporción del primer al segundo año hidrológico (de 46 a 35 %; Tab. 5.36) y aumenta en el último (a 49 %), en el que se ha calculado la mayor aportación media.

La figura 5.76 pone de manifiesto que la composición química de las muestras de agua recogidas durante los períodos de crecida del manantial se debe prácticamente a una mezcla de aguas de origen subterráneo (69 %) y aguas superficiales del Arroyo de la Fuensanta (28 %). En las decrecidas del manantial, la participación de estos dos últimos

componentes se equiparan (41 % subterránea y 51 % superficial, del Arroyo de la Fuensanta), al mismo tiempo que gana proporción las aguas del Arroyo del Convento (8 %). Finalmente, durante el estiaje, las aguas del manantial son resultado de: 52 % agua del Arroyo de la Fuensanta, 28 % agua del Arroyo del Convento y 21 % agua de afinidad subterránea.

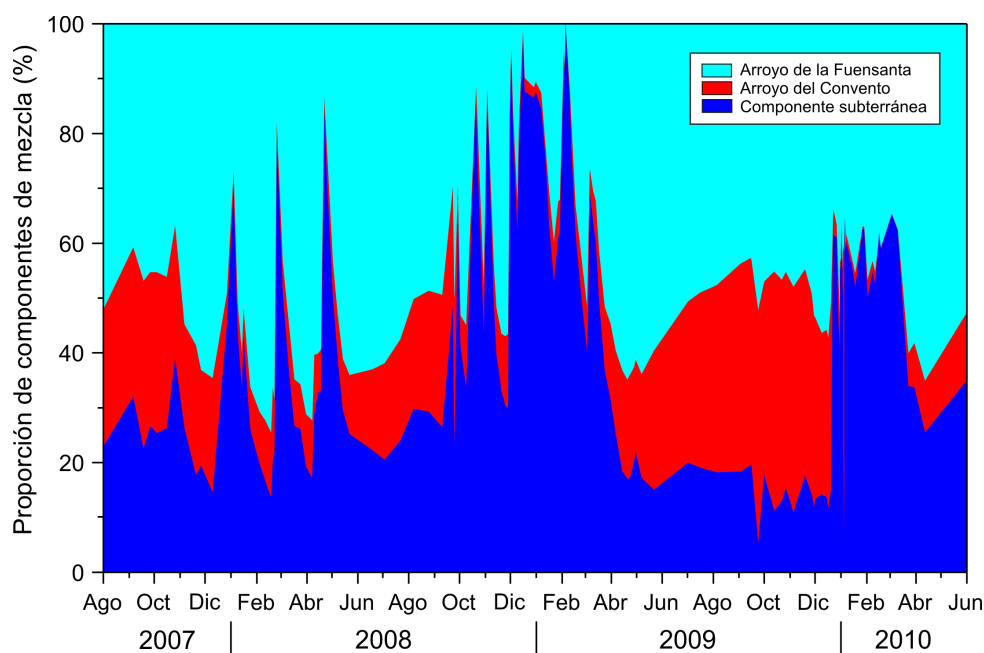


Figura 5.76. Proporciones de las componente de mezcla en cada una de las muestras de agua recogidas en el manantial de la Fuensanta (M-12) durante el período de investigación.

El modelo de mezcla aplicado permite, además, simular las composiciones químicas de las aguas muestreadas en el manantial de la Fuensanta (M-12) durante el período de estudio, a partir de las proporciones estimadas de los componentes de mezcla. Así, es posible comprobar el grado de ajuste entre los valores observados (composiciones químicas medidas) y simulados, mediante los coeficientes de correlación entre los parámetros hidroquímicos considerados en el análisis.

Los coeficientes de correlación (R^2) entre los valores observados y simulados de los parámetros hidroquímicos (Fig. 5.77) son elevados y significativos, y están comprendidos entre 0,94 (Ca^{+2}) y 0,99 (SO_4^{-2}). Los valores bajos de este coeficiente para Ca^{+2} y TAC se deben probablemente a que ambos componentes hidroquímicos son *a priori* los menos conservativos de los considerados.

En general, los valores de CE, TAC, Ca^{+2} , Mg^{+2} y SO_4^{-2} generados por el modelo de mezcla muestran una gran similitud con las composiciones químicas medidas en las aguas del manantial de la Fuensanta (Fig. 5.77), especialmente durante los períodos de recarga.

Este hecho pone de manifiesto que los componentes teóricos de mezcla son coherentes con las composiciones químicas de las aguas observadas, particularmente la componente subterránea y la superficial del Arroyo de la Fuensanta.

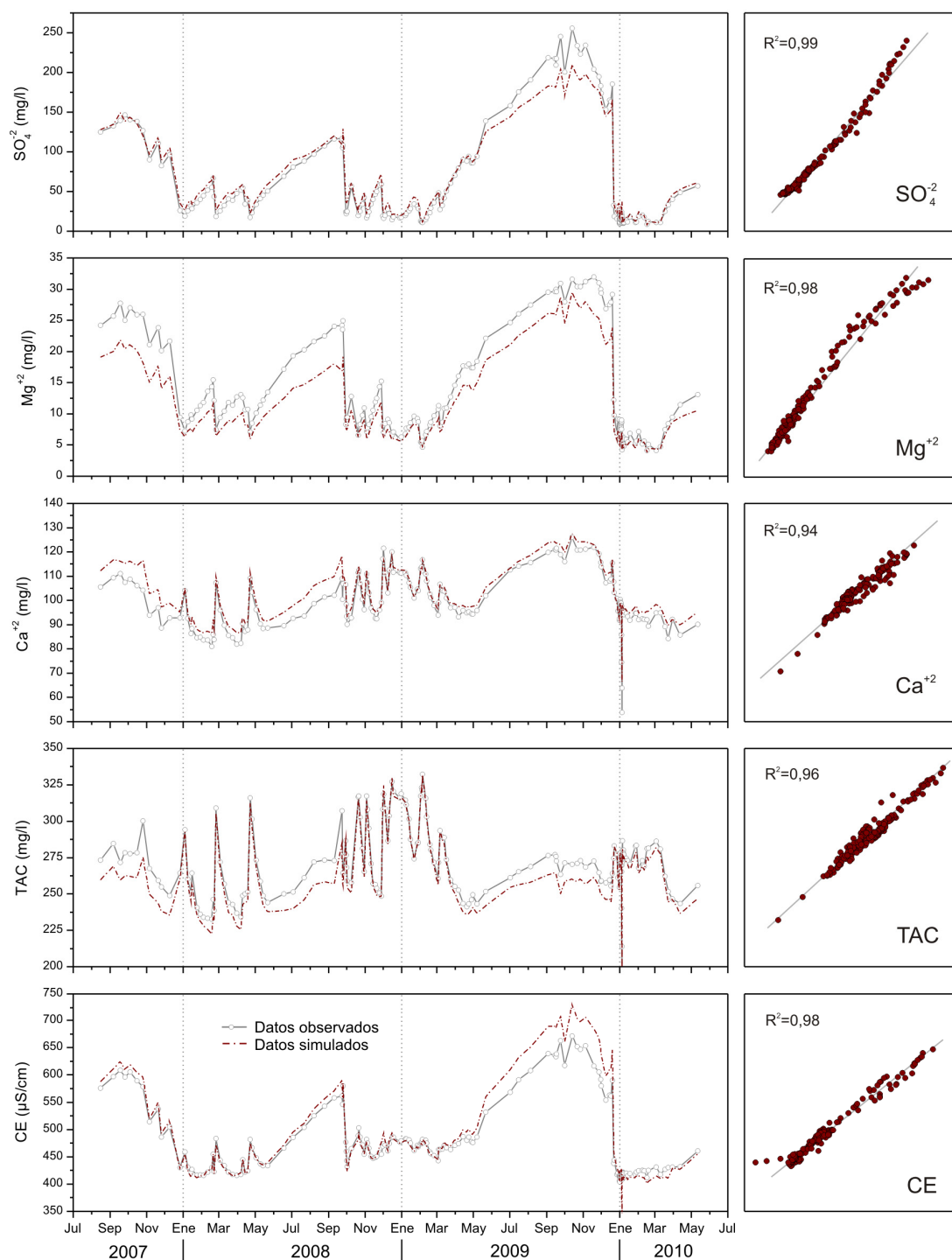


Figura 5.77. Comparación de los valores de CE, TAC, Ca^{+2} , Mg^{+2} y SO_4^{2-} medidos en las aguas del manantial de la Fuensanta (M-12) y los simulados por el modelo de mezcla EMMA: evoluciones temporales (gráficos de la izquierda) y correlación (gráficos de la derecha).

Por el contrario, en el estiaje y en los períodos en los que predominan la componente del Arroyo del Convento, se detectan las mayores diferencias entre los valores medidos y simulados de todos los parámetros considerados, lo que parece indicar que dicha componentes de mezcla es la menos representativa de las tres (Fig. 5.77). Teniendo en cuenta estas diferencias, los valores de TAC, Mg^{+2} y SO_4^{-2} simulados son inferiores a los medidos en las aguas del Arroyo del Convento, lo que impide reproducir con mayor exactitud los datos observados. No obstante, los resultados obtenidos deben considerarse como una aproximación, dada las limitaciones de este tipo de métodos (Genereux, 1998).

5.3.7. Composición isotópica

Los valores de $\delta^{18}O$ y δ^2H medidos en las aguas del manantial de la Fuensanta (M-12) muestran una elevada variabilidad (coeficientes de variación del 6 y 7 %, respectivamente; Tab. 5.37 y Fig. 5.78). Todas las muestras recogidas durante el período de estudio se sitúan entre las líneas Meteorica Global (LMG) y Meteorica del Mediterráneo Occidental (LMMO), aunque más próximas a la primera, lo que indica que las aguas de lluvia que recargan a la surgencia tienen una procedencia atlántica y mediterránea. Ello queda corroborado por los valores de exceso en deuterio (d), del orden del 15 ‰, como valor medio.

Manantial/Arroyo	$\delta^{18}O$ (‰)					δ^2H (‰)				d , exceso en deuterio (‰)			
	<i>n</i>	<i>mín</i>	<i>máx</i>	<i>med</i>	<i>cv</i>	<i>mín</i>	<i>máx</i>	<i>med</i>	<i>cv</i>	<i>mín</i>	<i>máx</i>	<i>med</i>	<i>cv</i>
Fuensanta (M-12)	161	-7,49	-5,49	-6,71	6	-44,68	-30,93	-39,17	7	8,10	18,95	14,50	16
Ayo. de la Fuensanta (F1)	27	-7,65	-6,26	-6,93	5	-47,55	-32,15	-40,31	8	10,01	17,97	15,11	17
Ayo. de la Fuensanta (F2)	9	-7,65	-6,14	-6,82	8	-51,14	-37,78	-43,07	10	9,85	13,62	11,51	11

Tabla 5.37. Valores de $\delta^{18}O$, δ^2H y exceso en deuterio (*mínimo*, **mín**; *máximo*, **máx**; *medio*, **med**; *coeficiente de variación*, **cv**, en %) de las aguas del manantial de la Fuensanta (M-12) y de las aguas superficiales del arroyo homónimo en las secciones F1 y F2.

Al clasificar las muestras de agua del manantial de la Fuensanta (M-12) según las condiciones hidrodinámicas en las que se tomaron (Fig. 5.78), se observa que las muestras de aguas altas están más próximas a la LMG y presentan, generalmente, valores de $\delta^{18}O$ menos negativos. Las muestras correspondientes a aguas intermedias están ampliamente distribuidas entre las dos líneas meteoricas. No obstante, un gran número de muestras de esta categoría se alinean más cercanas a la LMMO, por lo que podría existir mezcla con las aguas previamente almacenadas. Las aguas subterráneas tomadas en estiaje presentan los valores más negativos y la menor variación de los valores de δ^2H (obsérvese recta de regresión negra y con trama discontinua en la figura 5.78). La escasa variabilidad de este

isótopo estaría relacionada con procesos de intercambio isotópico con el terreno (Clark y Fritz, 1997). Las aguas del manantial del Convento (M-5), que contribuyen mayoritariamente al flujo de la surgencia de la Fuensanta en aguas bajas, presentan concentraciones elevadas de SO_4^{2-} debido a la disolución de yeso, proceso. Este proceso hidrogeoquímico podría inducir fraccionamiento isotópico por intercambio con los materiales por los que circulan las aguas subterráneas.

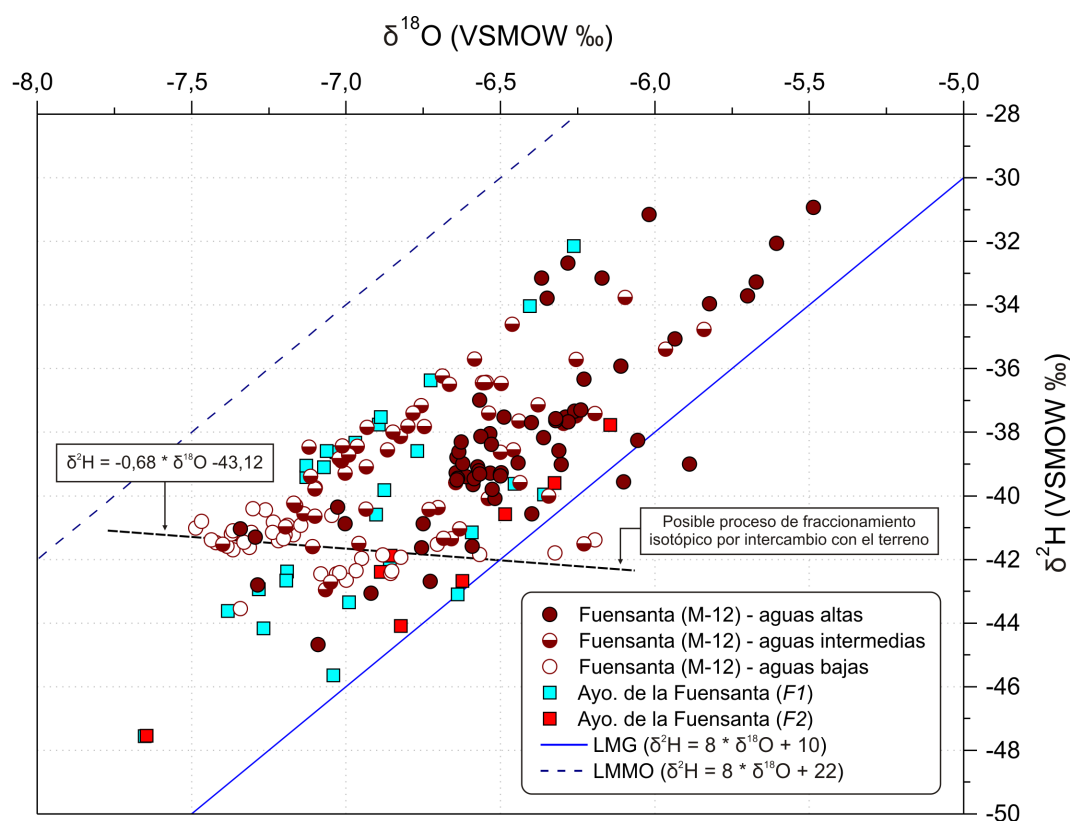


Figura 5.78. Valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de las aguas del manantial de la Fuensanta (M-12) y de las aguas superficiales del arroyo homónimo, en las secciones F1 y F2, recogidas durante el período de estudio. LMG: Línea Meteorica Global (Craig, 1961); y LMMO: Línea Meteorica del Mediterráneo Occidental (Celle-Jeanton et al., 2001).

La composición isotópica de las aguas superficiales presenta una gran dispersión (Fig. 5.78). Sin embargo, parece que las aguas tomadas en la sección F2 del Arroyo de la Fuensanta (que incluye las aguas del Arroyo del Convento) se dispersan según la LMG. Por su parte, las aguas recogidas en la sección F1 del mismo arroyo (que drena la parte alta de la cuenca) muestran mayor afinidad con la LMMO y con las aguas de la surgencia muestreadas en condiciones intermedias. Dicha similitud en la composición isotópica es coherente con los porcentajes de mezcla obtenidos a partir del modelo EMMA (Tab. 5.36 y Fig. 5.76), según los cuales las aguas del Arroyo de la Fuensanta -sección F1- participan con un 51 % (porcentaje medio durante el período de estudio) en el flujo del manantial de la Fuensanta en condiciones hidrodinámicas intermedias.

En la figura 5.79 se representan las variaciones temporales de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas del manantial de la Fuensanta y de las aguas superficiales del arroyo homónimo en las secciones *F1* y *F2*, junto con el hidrograma de la surgencia. A modo comparativo se muestra la evolución de este isótopo en las aguas de lluvia recogidas en el pluviocaptor del Puerto del Viento durante el período de investigación.

La evolución de la composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$) del agua de la surgencia de la Fuensanta reproduce, en gran medida, las variaciones de caudal (Fig. 5.79), y no tanto los cambios de $\delta^{18}\text{O}$ del agua de lluvia. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas del manantial son más elevados durante los períodos de recarga y más bajos cuando cesan las precipitaciones. Los valores máximos de este isótopo se alcanzan en las puntas de caudal, durante las crecidas hidrodinámicas de mayor magnitud (Figs. 5.79 y 5.80) y resultan ser muy parecidos a los valores máximos de las aguas superficiales de los arroyos (diciembre de 2009 a enero de 2010). Todo lo anterior podría explicarse por la infiltración rápida de las aguas superficiales con composiciones isotópicas enriquecidas en $\delta^{18}\text{O}$ (probablemente por evaporación) hacia el manantial.

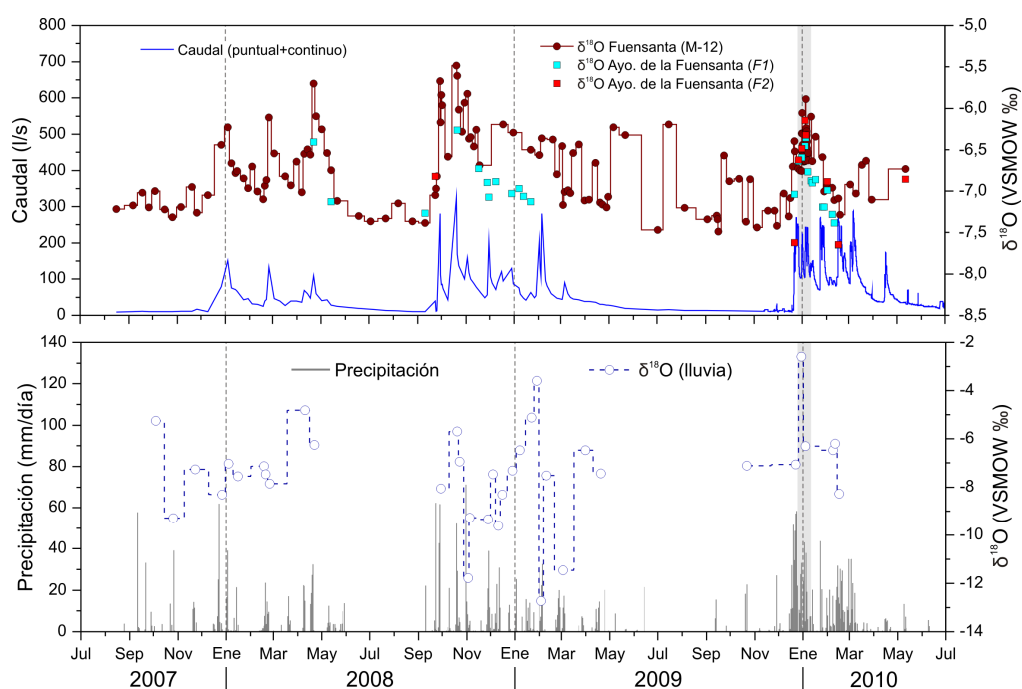


Figura 5.79. Evolución temporal de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas de lluvia en el Puerto del Viento (véase situación en la figura 3.4), de las aguas subterráneas del manantial de la Fuensanta (M-12) y de las aguas superficiales del arroyo homónimo en las secciones *F1* y *F2*. Precipitaciones registradas en la estación meteorológica de Añoreta. El espacio de color gris indica el período de recarga considerado en la figura 5.80.

Las aguas del manantial de la Fuensanta muestran una composición isotópica parecida a la de las aguas del arroyo homónimo en la sección *F1* (Fig. 5.79), aunque en los

períodos de decrecida, en los que se dispone de un mayor número de muestras (noviembre de 2008 a febrero de 2009 y enero a marzo de 2010), las aguas superficiales presentan valores más negativos de $\delta^{18}\text{O}$ que las aguas del manantial. El número limitado de muestras de este mismo arroyo en la sección F2 (diciembre de 2009 a enero de 2010; Fig. 5.79) permite deducir la relativa similitud de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ con los correspondientes al manantial en condiciones de aguas altas, lo que podría corroborar la participación de las aguas superficiales en el flujo de la surgencia de la Fuensanta.

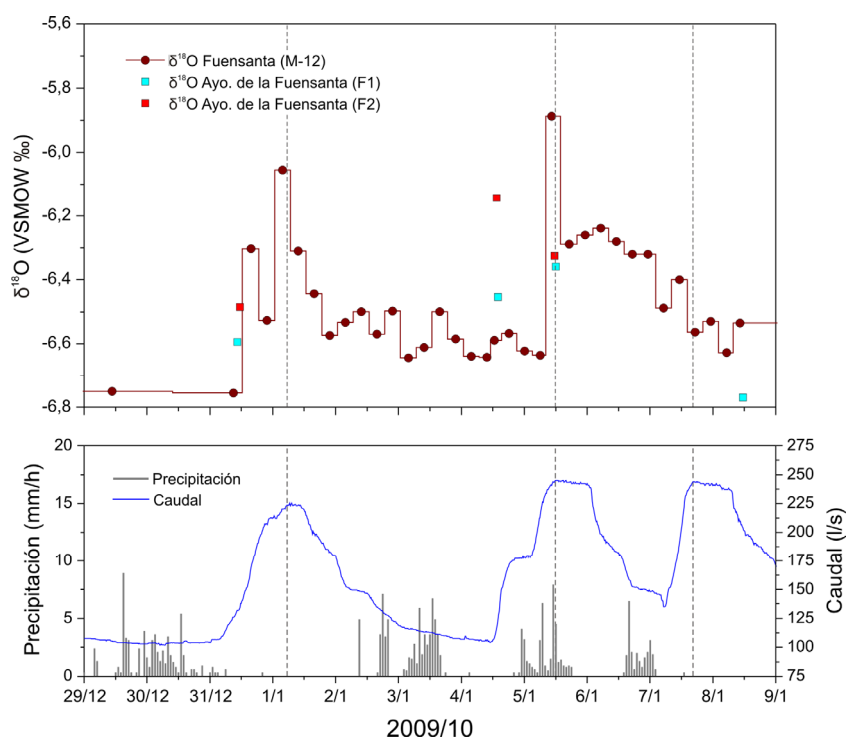


Figura 5.80. Evolución temporal de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas del manantial de la Fuensanta (M-12) durante el período de recarga comprendido entre los días 29/12/2009 y 09/01/2010.

5.3.8 Fluorescencia natural de las aguas

En el área de la Fuensanta se han detectado picos C y A de máxima intensidad de fluorescencia tanto en las aguas superficiales como en las subterráneas (Tab. 5.38). En las aguas muestreadas en los manantiales del Convento (M-5), Portillo (M-8) y Fuensanta (M-12) se han observado, además, picos B (Tab. 5.39). En esta última surgencia, los picos B de máxima intensidad se han registrado en la mayoría de las muestras y con mayor intensidad que en el resto. Sólo en las aguas del manantial de Portillo (M-8) han aparecido picos T₁ de fluorescencia.

Los contenidos medios de COT de las aguas subterráneas para el período en el que hay datos de fluorescencia (Tab. 5.38) están comprendidos entre 0,25 mg/l, en el manantial

de Portillo (M-8), y 1,20 mg/l, en el de Tp-Fuentsanta (M-7). En el caso de los picos de máxima fluorescencia C y A, los valores medios varían, respectivamente, entre 1,59 y 5,48 u.R. (manantiales de Portillo y de Tp-Fuentsanta) y 4,27 y 12,00 u.R. (manantiales de Portillo y de la Fuentsanta).

Manantial/ Aguas superficial	Ref.	COT [mg/l]					Pico C [u.R.]					Pico A [u.R.]					rC/A
		n	mín	máx	med	cv (%)	n	mín	máx	med	cv (%)	n	mín	máx	med	cv (%)	
Los Sauces	M-4	18	0,76	2,29	1,05	32	18	3,89	6,96	5,06	15	18	8,15	13,34	10,48	13	0,48
Convento	M-5	2	0,39	0,55	0,47	24	2	2,34	3,39	2,87	26	2	5,12	7,21	6,17	24	0,46
Tp-Fuentsanta	M-7	18	0,45	2,29	1,20	33	18	2,55	8,51	5,48	25	18	5,66	15,99	11,32	22	0,48
Portillo	M-8	5	0,22	0,29	0,25	12	4	1,43	1,67	1,59	7	4	3,05	5,52	4,27	24	0,38
Fuentsanta	M-12	144	0,20	2,42	1,03	54	144	1,48	8,56	4,40	39	144	2,78	26,93	12,00	53	0,40
Ayo. de la Fuentsanta	F1	34	0,40	1,89	1,06	34	30	1,91	10,21	5,88	36	30	4,25	19,67	12,40	30	0,38
Ayo. de la Fuentsanta	F2	25	0,45	2,47	1,26	145	25	2,48	12,48	6,77	43	25	6,67	28,14	14,15	40	0,37

Tabla 5.38. Parámetros estadísticos de la concentración de COT e intensidad de fluorescencia (u.R.: unidades Ramman) de los picos C y A, así como de la relación entre ambos picos (rC/A), de las aguas subterráneas y superficiales muestreadas en el área de la Fuentsanta.

Manantial	Ref.	Pico T ₁ [u.R.]					Pico B [u.R.]				
		n	mín	máx	med	cv (%)	n	mín	máx	med	cv (%)
Los Sauces	M-4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Convento	M-5	-	-	-	-	-	2	0,76	1,45	1,11	45
Tp-Fuentsanta	M-7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Portillo	M-8	1	2,91	2,91	-	-	4	0,79	2,82	1,65	53
Fuentsanta	M-12	-	-	-	-	-	39	0,90	7,48	2,40	57

Tabla 5.39. Valores de intensidad de fluorescencia (u.R.: unidades Ramman) de los picos T₁ y B de las aguas subterráneas muestreadas en el área de la Fuentsanta.

Las aguas del Arroyo de la Fuentsanta en la sección F1 presentan una concentración media de COT de 1,06 mg/l, similar a la del manantial homónimo (Tab. 5.38), mientras que en la sección F2 es ligeramente superior (1,26 mg/l). Los valores medios de los picos C y A de las aguas superficiales, en cualquiera de las dos secciones del arroyo (F1 y F2), son algo mayores que los registrados en las aguas de manantial.

En la figura 5.81 se representan las variaciones temporales de la intensidad de fluorescencia de los picos A, C y B en las aguas del manantial de la Fuentsanta (M-12) y en las aguas del arroyo del mismo nombre, en las secciones F1 y F2.

Las intensidades de fluorescencia de los picos A y C de las aguas subterráneas y superficiales muestran valores más elevados en los períodos de crecida del manantial y de los arroyos y valores bajos durante el agotamiento (Fig. 5.81). A lo largo del período de aguas altas, se observa que cada crecida de caudal lleva asociada un aumento rápido y

significativo de la intensidad de fluorescencia de los picos A y C en ambos tipos de aguas. Esto mismo se aprecia en la evolución del pico B en las aguas del manantial de la Fuensanta, al menos durante el corto período de registro en el que se detectó dicho pico de máxima fluorescencia.

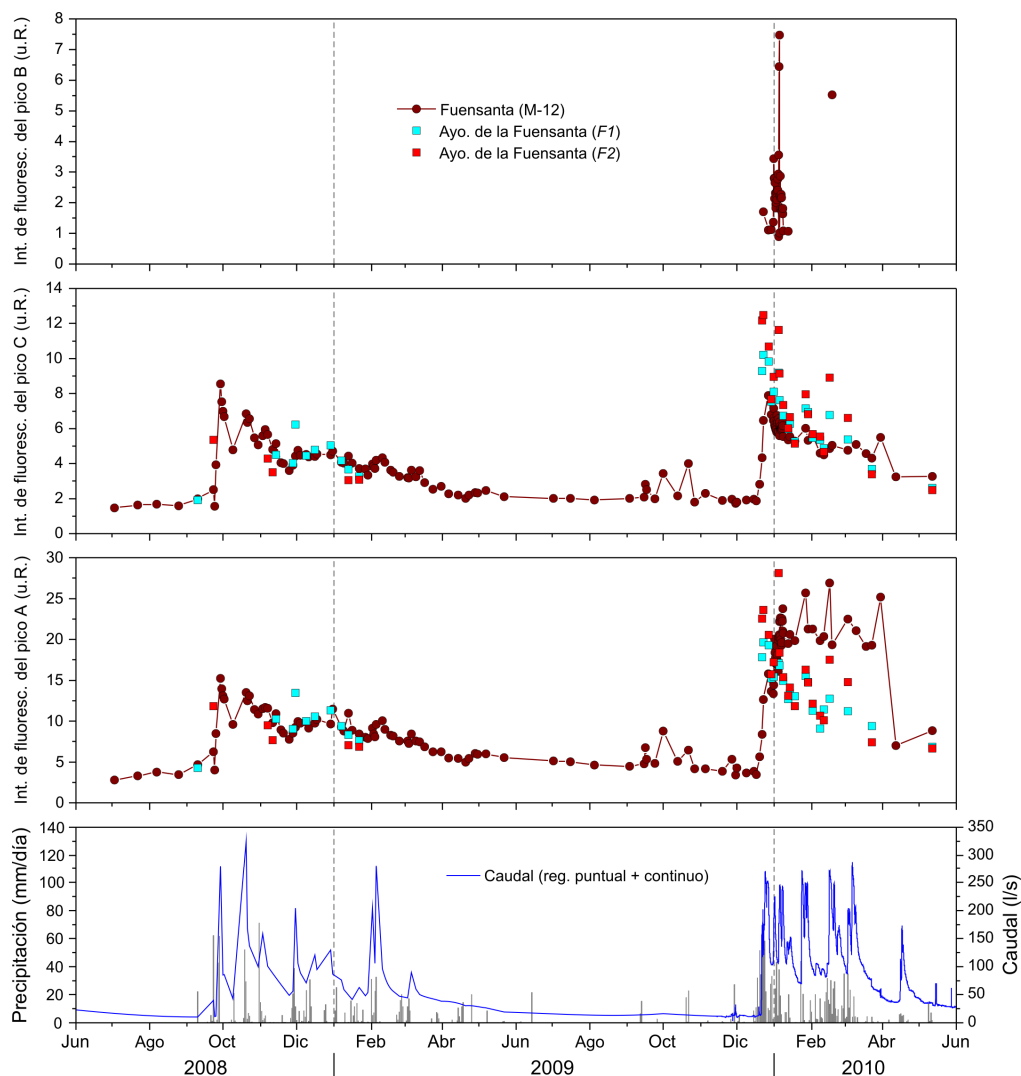


Figura 5.81. Evolución temporal de los valores de intensidad de fluorescencia de los picos A, C y B de las aguas subterráneas y superficiales en el área de la Fuensanta. En la parte inferior se representa el caudal del manantial de la Fuensanta (M-12), así como las precipitaciones registradas en la estación meteorológica de Añoreta.

Las variaciones temporales y los valores de intensidad de fluorescencia de los picos A y C en las aguas del Arroyo de la Fuensanta son relativamente similares a los de la surgencia homónima en el transcurso del período de agua altas del año hidrológico 2008/09 (Fig. 5.81), a pesar del registro discontinuo de las muestras de agua superficial. En cambio, la intensidad de fluorescencia de sendos picos de las aguas del manantial y del arroyo, a lo largo del período húmedo de 2009/10, muestra un comportamiento diferente al del año anterior.

Los valores más elevados del pico A de fluorescencia en las aguas superficiales de diciembre de 2009, consecuencia de las intensas precipitaciones de otoño, decrecen exponencialmente hasta alcanzar valores mínimos al final del período de lluvias de mayo de 2010 (Fig. 5.81). Sin embargo, la intensidad de fluorescencia del pico A en las aguas del manantial de la Fuensanta se mantiene en el rango de valores máximos a lo largo del período de crecidas, hasta que disminuye bruscamente a comienzos del agotamiento de la surgencia. A partir de este momento, los valores de la intensidad de fluorescencia parecen coincidir en los dos tipos de agua (superficiales y subterráneas). El aumento de intensidad del pico A en las aguas subterráneas, durante las crecidas de 2009/2010, podría atribuirse a la fluorescencia natural emitida como consecuencia de la actividad microbiológica en el entorno del punto de surgencia.

La evolución temporal de la intensidad de fluorescencia del pico C durante el período de precipitaciones del año hidrológico 2009/10 es parecida en las aguas del manantial y en las aguas de los arroyos, aunque los valores de este parámetro en las aguas superficiales son más elevados que en las subterráneas en determinados eventos de crecida (Fig. 5.81). Esta diferencia sería coherente con la degradación de determinados componentes orgánicos, en concreto de ácidos fúlvicos, a lo largo de la línea de flujo que une los tramos de pérdida del Arroyo de la Fuensanta con el punto de descarga.

Al analizar un período de crecida comprendido entre el día 29/12/2009 y el 10/01/2010 (Fig. 5.82) en las aguas del manantial de la Fuensanta, se observa cómo las variaciones de los contenidos de COT e intensidad de fluorescencia de los picos A, C y B son, en cierta medida, simultáneas con los cambios de caudal de la surgencia. La tendencia general de los valores del pico A es hacia valores crecientes, mientras que la del resto de picos de fluorescencia, e incluso de COT, es hacia valores más bajos. El rango de variación de la intensidad de fluorescencia es mayor en el pico A (10-15 u.R.), y mínima en el pico C (2 u.R.).

El registro intermitente de la fluorescencia natural de las aguas del Arroyo de la Fuensanta (Fig. 5.82) muestra valores más elevados de intensidad del pico C que las aguas drenadas por la surgencia de la Fuensanta. La intensidad del pico A es relativamente similar en todas las aguas.

En detalle, al inicio de la segunda crecida importante de caudal (Fig. 5.82) se produce un descenso rápido y brusco de la concentración de COT y de la intensidad de fluorescencia del pico B en las aguas del manantial, seguido de un aumento de mayor magnitud de ambos parámetros (se registran valores máximos). Posteriormente, disminuyen hasta alcanzar valores cercanos a los del primer descenso. En cambio, las variaciones de intensidad de los picos A y C asociadas a este evento, a pesar de evolucionar de forma distinta, muestran poca

amplitud. De estos resultados se deduce la mayor contribución de la actividad microbiológica, responsable de la emisión de fluorescencia del pico B (Coble, 1996; Baker y Spencer, 2004; Hudson *et al.*, 2008), al contenido de COT de las aguas del manantial de la Fuensanta (M-12), en detrimento de los ácidos húmicos y fúlvicos, que caracterizan a los picos A y C, respectivamente.

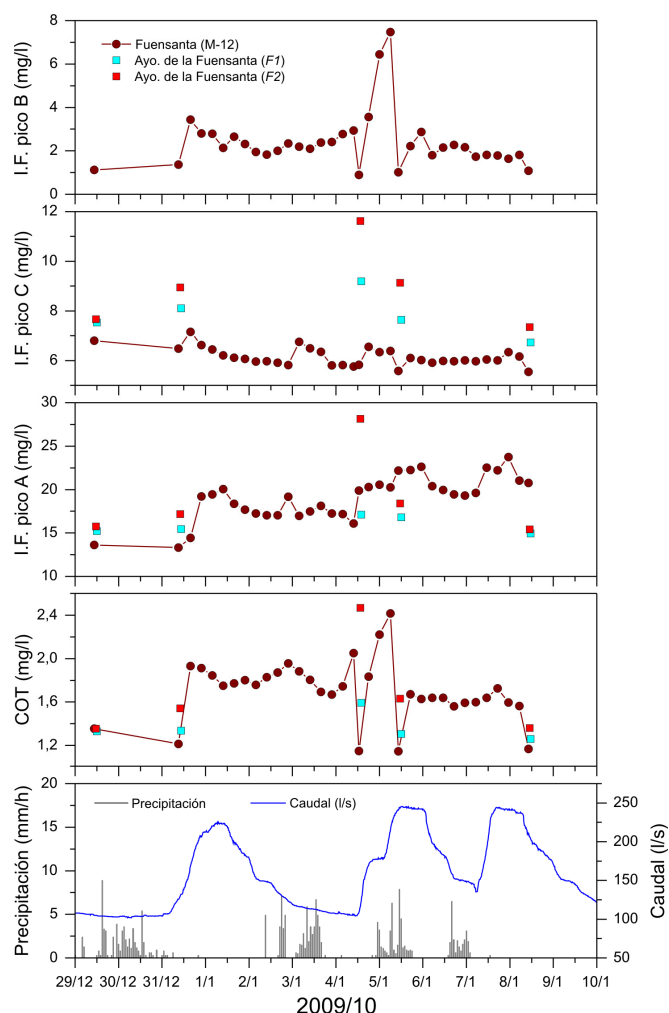


Figura 5.82 Evolución de la concentración de COT e intensidad de fluorescencia de los picos A, C y B en las aguas del manantial de la Fuensanta (M-12) y en las aguas superficiales del arroyo homónimo (secciones F1 y F2) durante el período de crecida comprendido entre los días 29/12/2009 y 10/01/2010.

La relación entre la intensidad de fluorescencia del pico A y los contenidos de COT, de las aguas de los manantiales Tp-Fuensanta (M-7) y Fuensanta (M-12) y de las aguas superficiales del arroyo homónimo en las secciones F1 y F2, se muestra en la figura 5.83. Las aguas del segundo manantial se clasificaron en función de las condiciones hidrodinámicas en las que se tomaron: aguas altas (A), intermedias (I) y bajas (B).

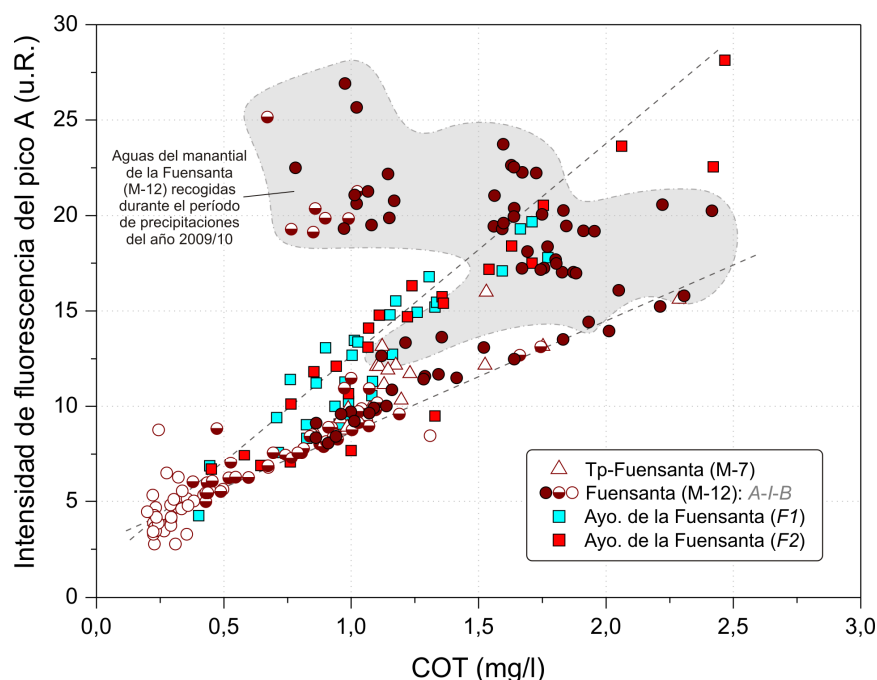


Figura 5.83. Relación entre la intensidad de fluorescencia del pico A y el contenido de COT en las aguas drenadas por los principales manantiales y arroyos del área de la Fuensanta durante el período de investigación. Las siglas A-I-B de la leyenda se refieren a las condiciones hidrodinámicas en las que se recogieron las muestras del manantial de la Fuensanta (M-12): aguas altas-intermedias-bajas.

La mayoría de muestras se distribuyen según dos alineaciones con pendientes diferentes (Fig. 5.83). La de mayor pendiente (intensidades del pico A más elevadas), está constituida principalmente por las muestras de agua superficial y por una parte de las aguas del manantial de la Fuensanta recogidas durante el período de aguas altas del año 2009/10 (el más húmedo de los dos considerados). La de menor pendiente, está formada por las aguas de los manantiales Tp-Fuensanta y de la Fuensanta, correspondientes a todas las condiciones hidrodinámicas.

Entre estas dos alineaciones aparecen representadas muestras de agua del manantial de Tp-Fuensanta y de la Fuensanta en situaciones de aguas intermedias y altas (Fig. 5.83). Un tercer grupo de muestras -no alineadas- (extremo izquierdo del área gris) se localiza en el rango de valores bajos de COT y máximos de intensidad de fluorescencia del pico A. Este grupo incluye aguas del manantial de la Fuensanta recogidas en el año 2009/10, en condiciones de aguas altas e intermedias.

La correlación lineal significativa entre la intensidad de fluorescencia del pico A y el contenido de COT de la mayoría de las muestras de agua superficial por un lado y subterránea por otro (Fig. 5.83) refleja la existencia de sustancias fluorescentes (fluoróforos) distintivas en las aguas del Arroyo de la Fuensanta y de las aguas subterráneas del manantial del mismo nombre (M-12).

En las aguas superficiales (Fig. 5.83), la relación pico A-COT viene determinada por el tipo de materia orgánica característica de la degradación de la vegetación y desechos de animales (Aiken *et al.*, 1985; Hayes *et al.*, 1989; Baker, 2001; Patel-Sorrentino *et al.*, 2002) existentes en la cuenca hidrológica del arroyo.

La materia orgánica disuelta en las aguas de la surgencia está influenciada por la aportación de compuestos orgánicos de las aguas superficiales y por la generación de actividad microbiológica en el entorno del punto de descarga (Birdwell y Engel, 2009, 2010; Mudarra *et al.*, 2012). No obstante, en el último año hidrológico, las muestras de agua del manantial de la Fuensanta presentan mayores valores de intensidad del pico A -no correlacionados con los contenidos en COT- que el año precedente, (alineación de menor pendiente en la figura 5.83), lo que pone de manifiesto una mayor presencia de compuestos orgánicos derivados de ácidos húmicos y proteínas afines en las aguas durante dicho período. Este hecho puede explicarse por una incipiente contaminación o por el desarrollo de comunidades bacterianas en el entorno del manantial (particularmente en la alberca que recibe sus aguas).

La caracterización de las propiedades fluorescentes de la materia orgánica disuelta presenta un gran interés en el estudio de sistemas hidrológicos como el del área de la Fuensanta, donde interactúan diferentes tipos de aguas. No obstante, es necesaria la aplicación de esta técnica conjuntamente con otros métodos de investigación (hidroquímicos, biológicos, etc), con objeto de dar sentido hidrogeológico a los procesos biogeoquímicos de la materia orgánica en las aguas.

5.3.9 Síntesis hidrológica-hidrogeológica del área de la Fuensanta

El sistema hidrológico de la Fuensanta, localizado en el extremo más meridional de la zona de estudio, ocupa una extensión de 22,9 km². Dicho sistema está constituido por calizas margosas y margocalizas cretácicas que afloran en el núcleo de una estructura sinclinal de dirección NE-SO. El espesor de las formaciones cretácicas parece ser de varios centenares de metros. El techo de las calizas jurásicas infrayacentes debe estar a más de 60 m de profundidad, según los resultados de la prospección geoelectrica llevada a cabo en el área.

El Arroyo de la Fuensanta drena superficialmente los afloramientos de margocalizas y calizas margosas cretácicas, aunque también recibe aportes de caudal del Arroyo del Convento, tributario del primero por la derecha. El drenaje subterráneo de estas formaciones se realiza por varias surgencias, de caudal continuo pero escaso, como la de

Portillo (M-8), o de funcionamiento estacional, como la de los Sauces (M-4) y de Tp-Fuentsanta (M-7). No obstante, el manantial de la Fuentsanta (M-12), con un caudal medio del orden de 50 l/s (período 2007/08-2009/10), es el más caudaloso del área.

Los dos arroyos principales, el de la Fuentsanta y el del Convento, drenan aguas de escorrentía y aguas subterráneas durante el período de precipitaciones mientras que, en estiaje, el bajo caudal circulante procede exclusivamente de aguas subterráneas. El análisis de los aforos diferenciales realizados en las secciones *F1* y *F2* del Arroyo de la Fuentsanta pone de manifiesto que dicho tramo es sistemáticamente perdedor (pérdidas en torno a 120 l/s de media) en condiciones de aguas altas e intermedias. En situaciones de estiaje puede llegar a ser ganador, debido a las aportaciones predominantes del Arroyo del Convento, pero estas aguas terminan infiltrándose en el cauce del Arroyo de la Fuentsanta, a 200 m aguas abajo de la confluencia.

El estudio del hidrograma del manantial de la Fuentsanta evidencia amplias y rápidas variaciones de caudal (tiempos de respuesta hidrodinámica inferiores a 1 día), comparables a las registradas en el arroyo del mismo nombre, por lo que el régimen hidrodinámico de la surgencia podría estar afectado por las fluctuaciones de los caudales superficiales.

Los resultados obtenidos a partir de los ensayos de trazadores realizados en diversos puntos de la red hidrográfica permiten confirmar la conexión hidráulica entre el Arroyo de la Fuentsanta (600 m aguas abajo del manantial del Portillo y 200 m aguas abajo de la confluencia con el Arroyo del Convento) y el manantial de la Fuentsanta (M-12). Las velocidades de flujo estimadas son relativamente rápidas (de hasta 50 m/h) para lo que cabría esperar, dado que el ensayo se hizo en aguas bajas y debido a la naturaleza calizomargosa o margocaliza de los materiales.

El registro hidrotérmico del manantial de la Fuentsanta revela la mayor variabilidad de la temperatura del agua de todas las surgencias. La evolución temporal de los valores de este parámetro, durante el período de estudio, pone de manifiesto la existencia de flujos rápidos de tipo pistón, asociados al drenaje de aguas de mayor temperatura, indicativas de un cierto tiempo de permanencia en los materiales acuíferos.

Las aguas del manantial de la Fuentsanta muestran una gran variabilidad hidroquímica y dos tipos de facies: bicarbonatada-cálcica en aguas altas e intermedias y sulfatada-cálcica en estiaje. Las aguas de la surgencia durante el período de crecidas son químicamente muy similares a las aguas del Arroyo de la Fuentsanta en la sección *F1* (baja mineralización y contenidos elevados de NO_3^- y COT). En el período seco, las aguas del manantial de la Fuentsanta (de mineralización elevada, mayor temperatura y enriquecida en Mg^{+2} y SO_4^{-2}) se parecen a las del arroyo aguas abajo de la confluencia con el Arroyo del Convento (sección *F2*), procedentes del manantial homónimo (M-5). Por lo tanto, la

composición química de las aguas drenadas por la surgencia es el resultado de la mezcla de las aguas de los arroyos de la Fuensanta y del Convento, en diferentes proporciones. No obstante, la descarga de aguas de mayor temperatura y con valores elevados de TAC en las crecidas del manantial, a partir de flujos de tipo pistón, sugieren la existencia de una componente subterránea en la mezcla.

El modelo de mezcla aplicado a las aguas del manantial de la Fuensanta, consistente en un sistema de ecuaciones lineales a partir del cual es posible estimar las proporciones de los distintos tipos de aguas que contribuyen a su composición química, ha permitido cuantificar de forma aproximada la contribución de los tres componentes de mezcla propuestos: el Arroyo de la Fuensanta (42 %), el Arroyo del Convento (12 %) y la componente subterránea (46 %). No obstante, deben tenerse en cuenta las limitaciones del modelo, que no contempla los volúmenes de agua que se mezclan, y la incertidumbre derivada de los cálculos.

Las aguas del manantial de la Fuensanta (M-12) muestran una gran heterogeneidad de la composición isotópica. De los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ se infiere el origen mixto, atlántico y mediterráneo, de las aguas de recarga. Las rápidas y marcadas variaciones de la composición isotópica y el aumento de $\delta^{18}\text{O}$ frente a los principales eventos de precipitación ponen de relieve la existencia de flujos rápidos de agua enriquecida isotópicamente, infiltrada en el cauce del Arroyo de la Fuensanta, y la escasa capacidad de regulación del sistema, que actúa como transmisor del agua de recarga.

El análisis de la materia orgánica disuelta (COT) y de las propiedades fluorescentes (picos de máxima fluorescencia) de las aguas subterráneas y de las superficiales ha permitido constatar la infiltración de las aguas del Arroyo de la Fuensanta, con elevada intensidad de fluorescencia de picos C y A, hacia el manantial del mismo nombre, además de caracterizar los compuestos orgánicos contenidos en las mismas.

6. HIDROGEOLOGÍA DE LA ZONA NOROESTE. LOS ACUÍFEROS DE LAS SIERRAS DE LOS MERINOS, COLORADO Y CARRASCO

6.1 LÍMITES Y GEOMETRÍA

Las sierras objeto de estudio (Fig. 6.1) ocupan una superficie aproximada de 43,2 km². Estos relieves, orientados según la dirección NE-SO, están constituidos por montañas donde afloran calizas y dolomías jurásicas y valles excavados en margas y margocalizas cretácicas.

Los límites geológicos de los macizos son principalmente tectónicos y estratigráficos (Fig. 6.1). Los materiales carbonáticos quedan cubiertos por margas y margocalizas cretácicas que, a su vez, se encuentran cabalgadas por arcillas y areniscas cretácico-terciarias del Flysch del Campo de Gibraltar. Los límites oriental y meridional son contactos estratigráficos y tectónicos que ponen en contacto las calizas y dolomías jurásicas con las margas y margocalizas cretácicas. En el borde occidental existe un contacto discordante entre los afloramientos carbonáticos jurásicos y el relleno detrítico de la Depresión de Ronda, constituido por calcarenitas y margas del Mioceno superior. Los afloramientos carbonáticos más septentrionales (Sierra de Carrasco; Fig. 6.1) quedan delimitados al N por otras unidades geológicas (Cruz San Julián, 1974).

Las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco muestran estructuras plegadas en anticlinal con forma de “cofre”, cuya una charnela es relativamente plana y ancha y los flancos muy verticalizados y fallados (Figs. 6.1 y 6.2, mapa geológico y cortes geológicos D-D' y E-E' adjuntos). Todas las estructuras se orientan según la dirección NE-SO y muestran inmersión hacia el NE.

El anticlinal de la Sierra de los Merinos, de dirección aproximada N60°E, queda limitado por dos fallas inversas subverticales, que ponen en contacto la estructura principal, tanto al N como al S, con dos pliegues sinclinales constituidos por margas y margocalizas cretácicas (Fig. 6.1, mapa geológico y corte geológico E-E' adjuntos). En la parte SO de la Sierra de los Merinos, afloran arcillas con evaporitas triásicas, que forman el núcleo del anticlinal. Estos materiales separan, en cartografía, varios afloramientos calizo-dolomíticos (Fig. 6.1).

La Sierra de Colorado presenta una geometría en anticlinal afectada por un sistema de fracturas perpendicular al eje anticlinal del pliegue (Figs. 6.1 y 6.2A, mapa geológico y perfil geológico E-E' adjuntos). Al N, está limitada por los afloramientos carbonáticos

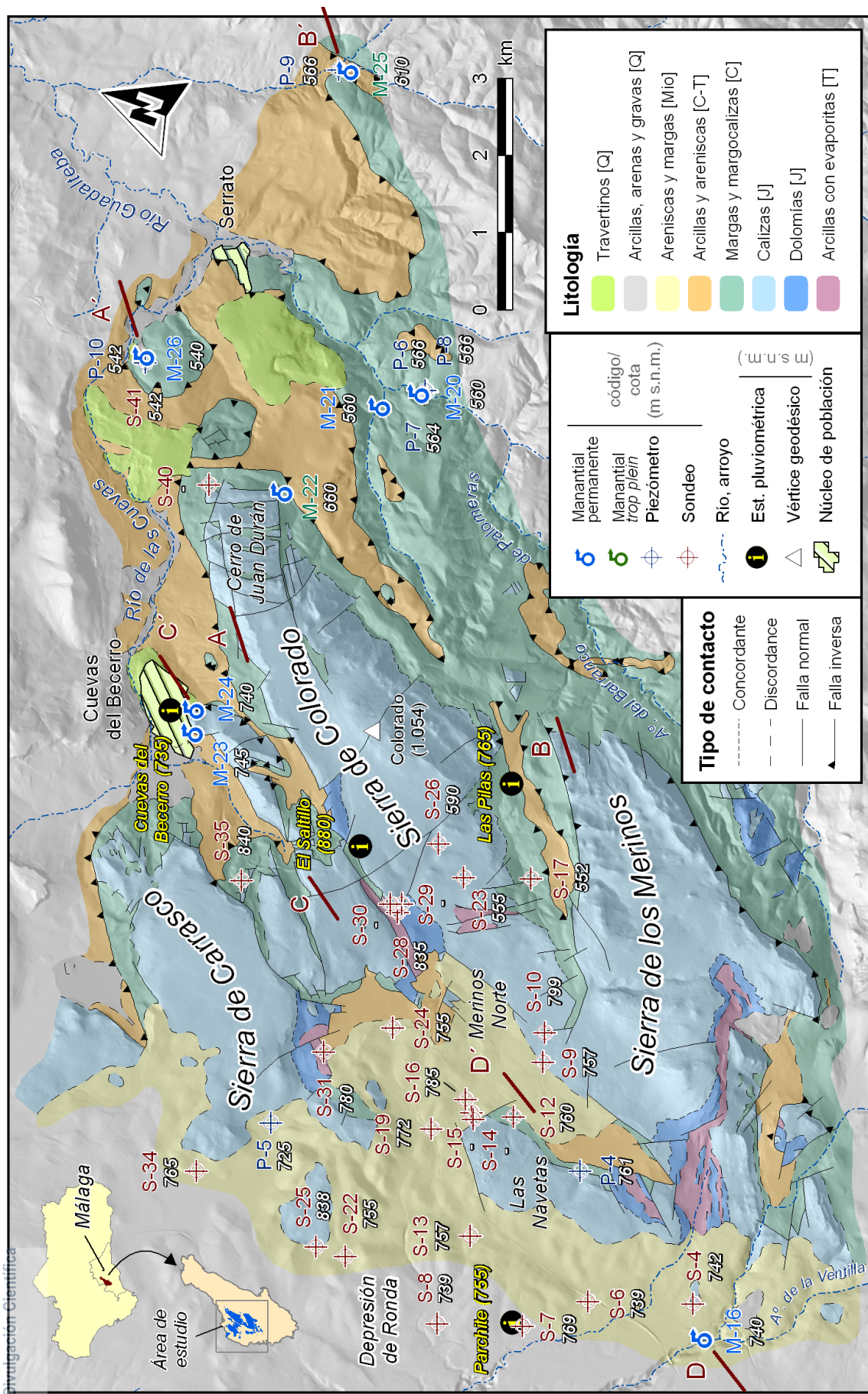


Figura 6.1. Esquema hidrogeológico de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco. [T] Triásico; [J] Jurásico; [C-T] Cretácico-Terciario; [Mio] Mioceno; [Q] Cuaternario.

más meridionales de la Sierra de Carrasco mediante un contacto de falla a favor de la cual afloran arcillas con evaporitas triásicas (carretera Campillos-Ronda -A-367-, en el corte geológico E-E' adjunto). Al S, las calizas y dolomías del flanco meridional se disponen, en serie, bajo las margas y margocalizas cretácicas, formando un pliegue sinclinal.

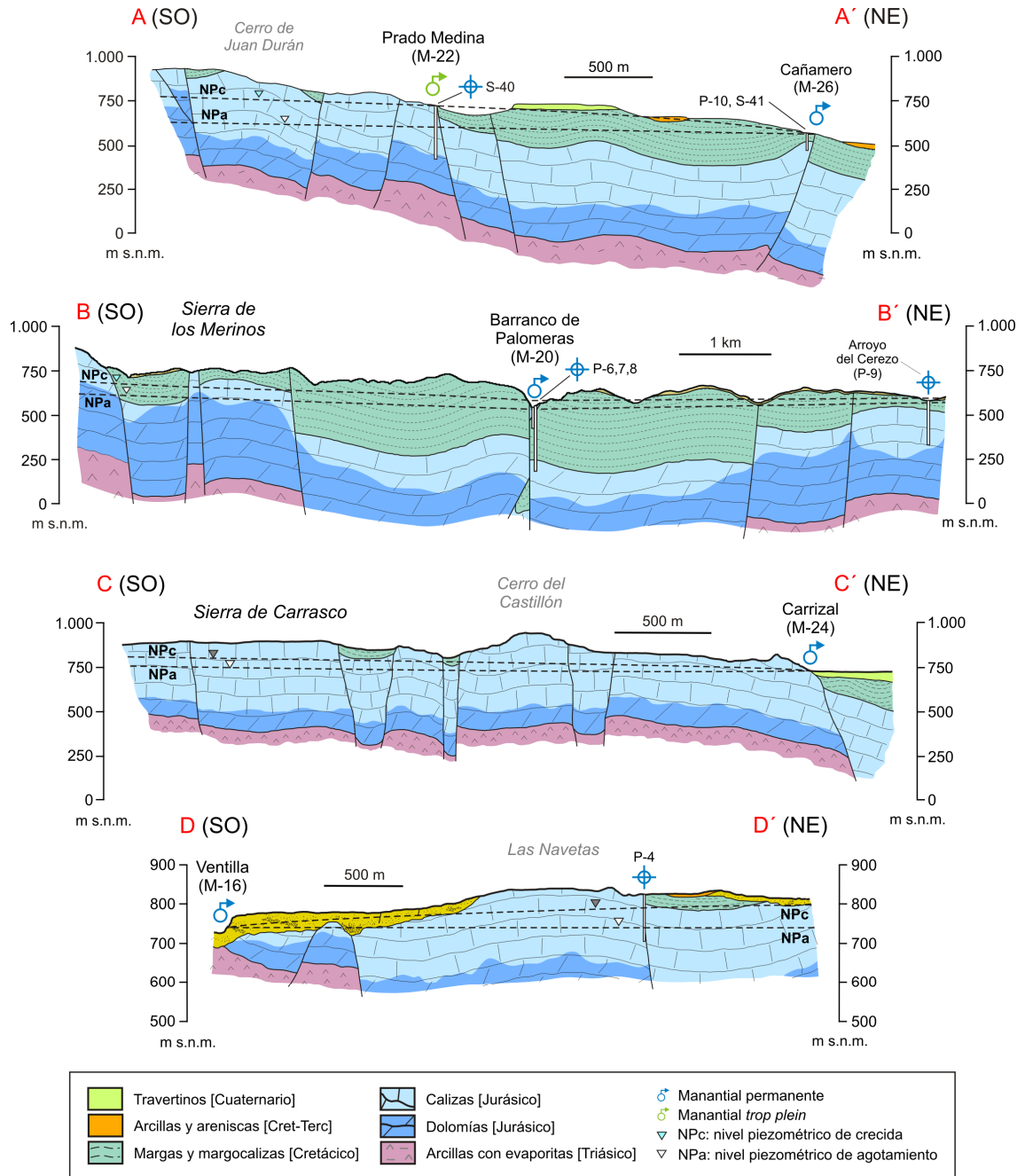


Figura 6.2. Cortes hidrogeológicos de las principales zonas de descarga de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco. La dirección de los cortes se representa en la figura 6.1.

La geometría de la Sierra de Carrasco corresponde a un pliegue anticlinal, también con forma de “cofre”, que se encuentra afectado por fallas subparalelas al eje del pliegue, lo

cual genera pequeñas fosas tectónicas en las que afloran corredores de margas y margocalizas cretácicas (Figs. 6.1 y 6.2C; mapa geológico y perfil geológico E-E' adjuntos). En esta estructura, el flanco meridional no aflora. Hacia el NE, las calizas y dolomías se hunden a favor de sistemas de fallas subverticales, quedando cubiertas por las formaciones cretácico-terciarias. Hacia el SO, en el área de Las Navetas, los materiales carbonáticos de la Sierra de Colorado continúan bajo las calcarenitas miocenas de la Depresión de Ronda (Figs. 6.1 y 6.2D, mapa geológico y corte geológico G-G' adjuntos). El afloramiento de arcillas con evaporitas triásicas que separa cartográficamente, al menos en parte, la Sierra de Carrasco de la de Colorado (Fig. 6.1; mapa geológico y perfil geológico E-E' adjuntos) parece tener continuidad hacia el SO bajo el relleno detrítico de la cuenca de Ronda, con los afloramientos localizados inmediatamente al S del área de las Navetas (Fig. 6.1).

6.2 PUNTOS DE AGUA

La descarga de agua subterránea de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco se produce de manera natural, principalmente hacia su borde NE, a través de cuatro surgencias (Tab. 6.1 y Figs. 6.1 y 6.3): Cañamero (M-26, 540 m s.n.m.), Barranco de Palomeras (M-20, 560 m s.n.m.), Prado Medina (M-22, 660 m s.n.m.) y Carrizal (M-24, 740 m s.n.m.).

El manantial de Cañamero o de Serrato (Fig. 6.3A), que emerge en un afloramiento de margocalizas cretácicas en el extremo NE de la Sierra de Colorado, constituye el principal punto de descarga y el de menor cota (Tab. 6.1 y Figs. 6.1 y 6.2A). Una mínima parte de los recursos que drena se destina a abastecer la pequeña población de Serrato y el resto fluye hacia el Río Guadalteba, como ocurre con las demás surgencias del borde NE. Las aportaciones de este manantial se completan con el caudal de descarga de la surgencia de Prado Medina (M-22), de tipo *trop plein* (Tab. 6.1 y Figs. 6.1, 6.2A y 6.3B). Esta última, situada 120 metros por encima de la cota del manantial de Cañamero, entra en funcionamiento tras períodos de abundantes e intensas precipitaciones.

El manantial del Barranco de Palomeras (Tab. 6.1 y Figs. 6.1, 6.2B y 6.3C), con caudales más modestos que los anteriores, nace en un pequeño afloramiento de calizas jurásicas (~100 m²) localizado al S del pueblo de Serrato, en el cauce del barranco. En el entorno de la surgencia se han inventariado otros manantiales (Tab. 6.1 y Fig. 6.1), como los del Cortijo del Barranco (M-21, 560 m s.n.m.) y del Cerezo (M-25, 610 m s.n.m.), que drenan pequeños afloramientos de margocalizas cretácicas, con caudales poco significativos. El primero se

Tipo	Denominación	Ref.	x-UTM [m]	y-UTM [m]	Cota surg./ piezom. [m s.n.m.]	Término municipal	Uso
Manantial	Ventilla	M-16	312.466	4.073.773	740	Ronda	Abastecimiento urbano
	Bco. de Palomeras	M-20	322.701	4.081.399	560	Ronda	Sin uso
	Cortijo del Barranco	M-21	322.368	4.081.821	560	Ronda	Abastecimiento privado
	Prado Medina	M-22	320.899	4.082.631	660	El Burgo	Sin uso
	Fuentezuela	M-23	317.578	4.082.658	745	Cuevas del Becerro	Regadío
	Carrizal	M-24	317.865	4.082.750	740	Cuevas del Becerro	Abastecimiento urbano/regadío
	Cerezo	M-25	326.319	4.083.692	610	Cañete la Real	Sin uso
	Cañamero	M-26	321.940	4.084.918	540	Ronda	Abastecimiento a Serrato
Sondeo/Piezómetro	Las Navetas-2	P-4	313.978	4.076.001	761	Ronda	Piezómetro de control
	Tejedor	P-5	313.193	4.079.981	725	Ronda	Piezómetro de control
	Palomeras-2	P-6	322.777	4.081.318	566	Ronda	Piezómetro de investigación
	Palomeras-3	P-7	322.774	4.081.326	564	Ronda	Piezómetro de investigación
	Palomeras-1	P-8	322.784	4.081.337	566	Ronda	Piezómetro de investigación
	Arroyo del Cerezo	P-9	326.298	4.083.812	566	Cañete la Real	Piezómetro de investigación
	Serrato-1	P-10	321.876	4.084.870	542	Ronda	Piezómetro de investigación
	Alcantarilla-2	S-5	312.423	4.075.328	738	Ronda	Uso particular
	Alcantarilla-1	S-6	312.268	4.075.342	739	Ronda	Uso particular
	Heredad-2	S-7	311.837	4.076.015	769	Ronda	Uso particular
	Parchite	S-8	311.447	4.076.555	739	Ronda	Uso particular
	Merinos-11	S-9	315.135	4.076.935	757	Ronda	Sin uso (abandonado)
	Merinos-10	S-10	315.504	4.077.044	799	Ronda	Sin uso (abandonado)
	Las Monjas-3	S-11	312.699	4.077.049	766	Ronda	Uso particular
	Ascari-4	S-12	314.339	4.077.051	760	Ronda	Uso particular
	Las Monjas-2	S-13	311.482	4.077.062	757	Ronda	Uso particular
	Ascari-1	S-14	314.103	4.077.543	-	Ronda	Uso particular
	Ascari-2	S-15	314.155	4.077.576	-	Ronda	Uso particular
	Ascari-5	S-16	314.334	4.077.713	785	Ronda	Uso particular
	Merinos-5	S-17	317.315	4.077.892	552	Ronda	Sin uso (abandonado)
	Merinos-9	S-18	315.947	4.077.923	-	Ronda	Sin uso (abandonado)
	Ascari-3	S-19	313.826	4.078.001	772	Ronda	Uso particular
	Heredad-1	S-20	313.546	4.078.154	-	Ronda	Uso particular
	Las Monjas-1	S-22	311.898	4.078.479	755	Ronda	Uso particular
	Merinos-3	S-23	317.031	4.078.720	555	Ronda	Sin uso (abandonado)
	El Pantano	S-24	311.883	4.078.877	755	Ronda	Uso particular
	Majaco-2	S-25	314.889	4.078.912	838	Ronda	Uso particular
	Merinos-7	S-26	317.323	4.079.173	590	Ronda	Sin uso (abandonado)
	Merinos-2	S-27	316.840	4.079.358	-	Ronda	Sin uso (abandonado)
	Merinos-4	S-28	316.314	4.079.366	835	Ronda	Sin uso (abandonado)
	Merinos-1	S-29	316.661	4.079.383	-	Ronda	Sin uso (abandonado)
	Merinos-6	S-30	316.422	4.079.561	-	Ronda	Sin uso (abandonado)
	Majaco-1	S-31	314.290	4.079.645	780	Ronda	Uso particular
	Alberca-4	S-34	312.275	4.080.670	765	Ronda	Uso particular
	Carrasco-3	S-37	314.181	4.081.922	-	Ronda	Uso particular
	Carrasco-2	S-38	314.715	4.082.450	-	Ronda	Uso particular
	Carrasco-1	S-39	314.727	4.082.467	-	Ronda	Uso particular
	Las Navetas-1	S-4	312.865	4.074.033	742	Ronda	Uso particular
	Prado Medina	S-40	320.676	4.083.558	-	Cuevas del Becerro	Sin uso (obturado)
	Serrato-2	S-41	321.889	4.084.887	542	Ronda	Sin uso

Tabla 6.1. Características principales de los puntos de agua inventariados en los acuíferos de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco.



Figura 6.3. (A) Imagen del manantial de Cañamero (M-26), en condiciones hidrodinámicas de aguas altas (febrero de 2009), y de la toma de abastecimiento de agua subterránea para la población de Serrato. (B) Escarpe calizo en cuya base (véase flecha blanca) emerge el manantial trop plein de Prado Medina -M-22- (agosto de 2007). (C) Afloramiento de calizas jurásicas en el que surge el manantial del Barranco de Palomeras -M-20- (diciembre de 2007). (D) Vista de una de las acequias por las que drena el agua el manantial del Carrizal (M-24) y de la caseta de captación para abastecimiento a la población de Cuevas del Becerro (febrero de 2009). (E) Surgencia de la Fuentezuela -M-23- (agosto de 2007), situada a unos 300 m del manantial del Carrizal. (F) Recinto de captación del manantial de la Ventilla (M-16). A la izquierda (O), el arroyo homónimo al que vierte sus aguas (agosto de 2007).

destina al uso ganadero, como abrevadero, mientras que el segundo, de carácter estacional, no tiene uso.

El manantial del Carrizal (Fig. 6.3D) se sitúa al S de la localidad de Cuevas del Becerro, a una cota más elevada (740 m s.n.m.) que las surgencias anteriormente descritas (Tab. 6.1 y Figs. 6.1 y 6.2C). El agua drenada por esta surgencia se aprovecha para abastecer a dicha población y para regadío. El caudal sobrante da lugar, aguas abajo del municipio, a la cabecera del Río de las Cuevas (Fig. 6.1), tributario del Guadalteba por la izquierda. El manantial de la Fuentezuela (M-23, Fig. 6.3E; 745 m s.n.m.) se encuentra en las proximidades de la surgencia del Carrizal (Tab. 6.1 y Fig. 6.1), con caudales mucho más modestos, y se utiliza principalmente para regadío.

La descarga visible en el borde SO de los acuíferos se produce por el manantial de la Ventilla (M-16, Fig. 6.3F; 740 m s.n.m.), que emerge en la margen derecha del arroyo del mismo nombre, en los materiales calcareníticos miocenos de la Depresión de Ronda (Tab. 6.1 y Figs. 6.1 y 6.2D). Parte del caudal drenado por esta surgencia abastece a la población de Arriate y el resto circula aguas abajo por el Arroyo de la Ventilla.

En las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco, así como en las áreas próximas, hay inventariados 33 sondeos y 7 piezómetros (Tab. 6.1 y Fig. 6.1). Algunos sondeos y piezómetros perforados en el paraje denominado Merinos Norte (S-17, S-23 y S-26) y en las cercanías del pueblo de Serrato (P6 a P10 y S-41) captan el acuífero jurásico, con cotas piezométricas comprendidas entre 540 y 590 m.s.n.m. (Tab. 6.1 y Fig. 6.1). Los primeros se perforaron con objeto de abastecer con aguas subterráneas a la finca de la que toman el nombre, aunque se encuentran abandonados o en desuso, mientras que los segundos pertenecen a la red de control piezométrica del Servicio de Hidrología de la Demarcación Hidrográfica de las Cuencas Andaluzas Mediterráneas (DHCMA).

Por otro lado, la mayoría de sondeos y piezómetros con cotas piezométricas comprendidas entre 725 y 835 m s.n.m. se sitúan próximos al contacto estratigráfico entre las calizas y dolomías jurásicas y las calcarenitas miocenas o se encuentran directamente sobre estas últimas (Tab. 6.1 y Fig. 6.1). De todos ellos, dos son piezómetros de control (P4 y P5), cinco están abandonados o sin uso (S-9, S-10, S-28, S-29 y S-30), y el resto son de propiedad privada, destinados principalmente al regadío.

La Dirección General de Obras Públicas Hidráulicas (DGOPH) realizó, en 1995, nueve perforaciones en los acuíferos de la cuenca alta del Río Guadalhorce, para explorar la posibilidad de extraer aguas subterráneas con las que cubrir la demanda durante esta época de sequía. Algunas de las perforaciones se encuentran en las inmediaciones de los manantiales de Prado Medina (M-22) -sondeo S-40-, Cañamero (M-26) -sondeos P-10 y S-41-, Barranco de Palomeras (M-20) -sondeos P-6, P-7 y P-8- y del Cerezo (M-25) -sondeo P-9-, en el extremo NE de las sierras (Tab. 6.1 y Figs. 6.1 y 6.2). La mayoría de los sondeos (S-40,

P-10, S-41 y P-9) son surgentes tras períodos prolongados de alta recarga. Actualmente se utilizan como piezómetros.

La cota de surgencia de los manantiales y la cota piezométrica de los sondeos (Tab. 6.1 y Fig. 6.1) pone de manifiesto la existencia de áreas de descarga a distintas altitudes: 740-799 m s.n.m. en el sector occidental, que contacta con la Depresión de Ronda; 740 m s.n.m. en el sector de Cuevas del Becerro; 540 m s.n.m. en el de Serrato (con el manantial *trop plein* de Prado Medina a 660 m s.n.m.) y 560-566 m s.n.m. en el sector Barranco de Palomeras-Arroyo del Cerezo. Hay lugares donde parece existir desconexión hidrogeológica, al menos en parte, como ocurre entre las sierras de Carrasco y de los Merinos, en el afloramiento de arcillas triásicas (Fig. 6.1). Además debe existir una divisoria hidrogeológica, probablemente coincidente con la hidrológica, entre las áreas de recarga de los manantiales que drenan hacia el E y los que drenan hacia el O, tanto visible (manantial de la Ventilla) como subterránea (hacia la Depresión de Ronda). Sin embargo, en el estado actual de conocimiento, es difícil establecer una división precisa en sistemas acuíferos, basada en criterios hidrogeológicos rigurosos. Por ello, en este capítulo, se ha optado por analizar de forma conjunta las características hidrogeológicas de la denominada zona noroeste del área de Tesis, aunque también se analizan detalladamente las respuestas naturales de los principales manantiales.

6.3 HIDRODINÁMICA

6.3.1 Datos de caudal

La caracterización hidrodinámica se ha llevado a cabo mediante el análisis de los datos puntuales de caudal, tanto a partir del registro histórico de aforos realizados por diferentes organismos, IGME y DHCMA (Demarcación Hidrográfica de las Cuencas Mediterráneas Andaluzas), como de los datos de caudal obtenidos durante el período de investigación. Los valores medios de caudal que figuran en la tabla 6.2 se han calculado a partir de la integral del hidrograma.

La serie histórica del manantial de la Ventilla (M-16), facilitada por el IGME, abarca el registro temporal más amplio, con datos de caudal medidos a lo largo de más de 25 años (Fig. 6.4A y Tab. 6.2). Esta serie de datos consta de 69 aforos, con una periodicidad media de 4 meses. El valor medio de caudal es de 34 l/s. Durante el período de estudio, las medidas puntuales de la surgencia de la Ventilla, efectuadas aproximadamente cada 7 días, muestran caudales comprendidos entre 2 l/s (25/08/2008) y 163 l/s (23/03/2010), con un valor

medio de 38 l/s (Tab. 6.2 y Fig. 6.4B), que es relativamente similar al calculado a partir de la serie histórica del IGME.

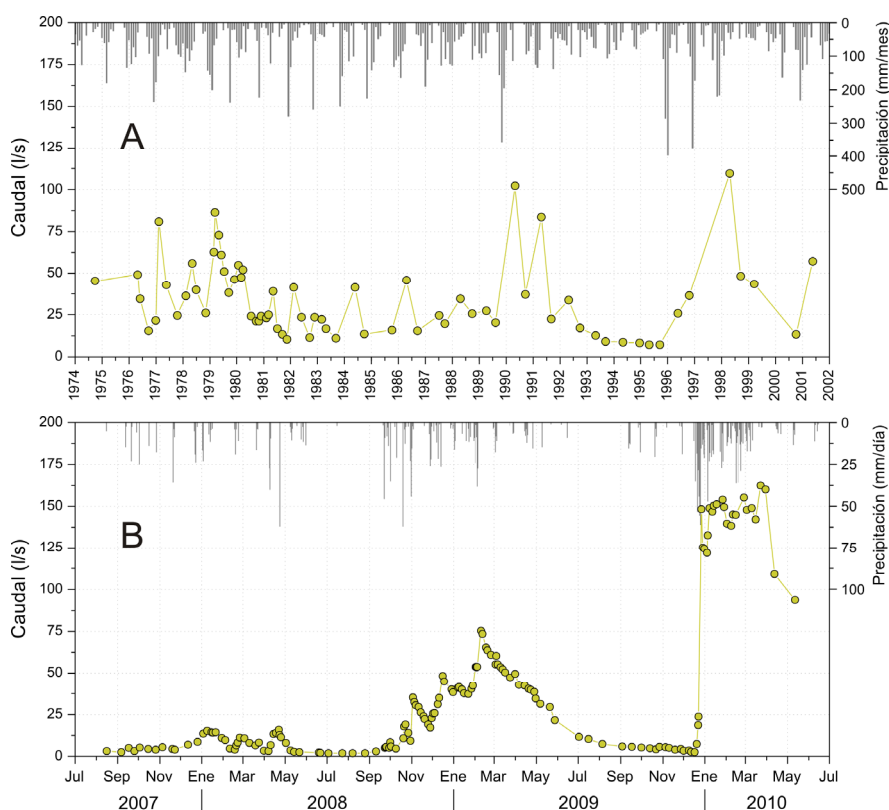


Figura 6.4. Hidrogramas del manantial de la Ventilla (M-16): (A) serie histórica de caudal, proporcionada por el IGME y (B) datos de caudal medidos durante el período de investigación. Precipitaciones registradas en la estación de Parchite, cuya situación puede verse en la figura 6.1.

Denominación (Referencia)	Período de registro	Nº de medidas	Qmáx. [l/s]	Qmed. * [l/s]	Qmín. [l/s]	Qmáx./ Qmín.	cv [%]	Fuente
Ventilla (M-16)	sep-74 a may-01	69	110	34	7,3	15	66	IGME
	jul-07 a may-10	152	163	38	2	81	121	Tesis
Bco. de Palomeras (M-20)	ene-78 a oct-96	46	1.000	57	0	-	252	IGME
	jul-07 a may-10	79	192	55	0	-	123	Tesis
Prado Medina (M-22)	dic-09 a mar-10	13	1.880	606	0	-	121	Tesis
Fuentezuela (M-23)	may-81 a may-01	42	28,5	4	0	-	116	IGME
Carrizal (M-24)	feb-75 a may-01	71	294	54	12,5	24	78	IGME
	nov-01 a oct-07	55	162	38	0	-	125	DHCMA
	jul-07 a may-10	144	783	86	0,6	-	143	Tesis
Cañamero (M-26)	jul-79 a may-01	54	1.773	332	2	887	121	IGME
	nov-01 a oct-07	55	2.003	399	20,7	97	129	DHCMA
	jul-07 a may-10	170	4.530	374	24,9	182	104	Tesis
	sep-09 a sep-10	36.287	4.412	563	70,4	63	160	Tesis

Tabla 6.2. Parámetros estadísticos de las series de datos de caudal drenado por las principales surgencias de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco. (*) Caudal medio calculado a partir de la integral del hidrograma.

En la figura 6.5 se representan la serie histórica de caudales facilitada por el IGME y el registro obtenido durante el período de estudio en el manantial del Barranco de Palomeras (M-20). En la serie histórica, las 46 medidas puntuales se efectuaron desde enero de 1978 hasta octubre de 1996 con una periodicidad media semestral, aunque en los primeros años del período fue algo menor (Fig. 6.5A). El caudal medio obtenido es de 57 l/s, mientras que los valores mínimo y máximo son 0 l/s (14/09/1995) y 1.000 l/s (21/01/1998), respectivamente. Los dos datos de caudal máximo registrados (569 y 1.000 l/s; Tab. 6.2 y Fig. 6.5A) destacan -con diferencia- sobre los demás y, dado que la surgencia nace en el cauce de un arroyo (Fig. 6.3C), podrían incluir escorrentía superficial además de la descarga del manantial. A lo largo del período de investigación se realizaron 79 aforos de caudal (Tab. 6.2 y Fig. 6.5B), aproximadamente cada 10 días. Los valores de caudal mínimo, medio y máximo del registro obtenido son, respectivamente, 0; 55 y 192 l/s.

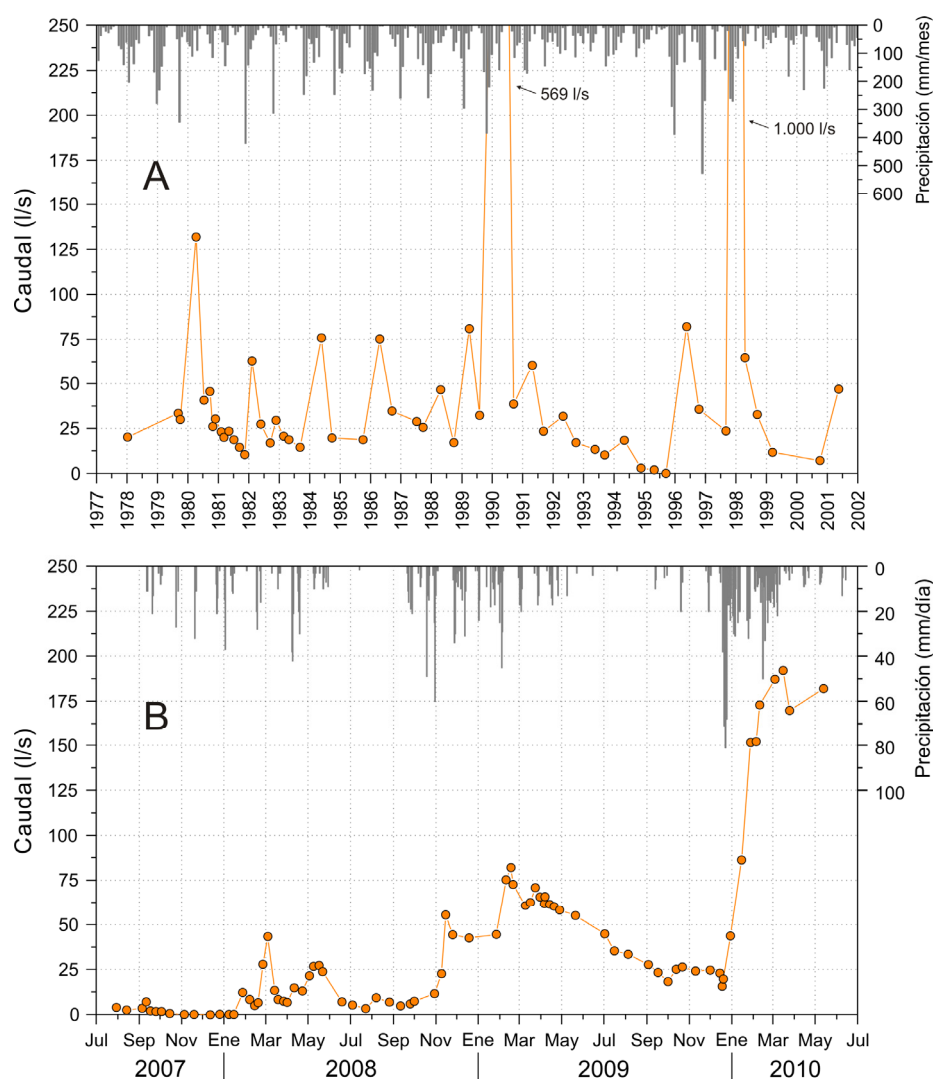


Figura 6.5. Hidrogramas del manantial del Barranco de Palomeras (M-20): (A) serie histórica de caudal, según datos del IGME y (B) datos de caudal medidos durante el período de investigación. Precipitaciones registradas en la estación pluviométrica de Cuevas del Becerro (véase situación en la figura 6.1).

El registro de caudales del manantial de la Fuentezuela (M-23) sólo presenta la serie de datos históricos suministrados por el IGME (Tab. 6.2), durante un período de control de 20 años, del que se ha obtenido un caudal medio de 4 l/s. Las medidas de caudal (41 aforos) se han efectuado con una periodicidad media de 4 meses (Fig. 6.6A).

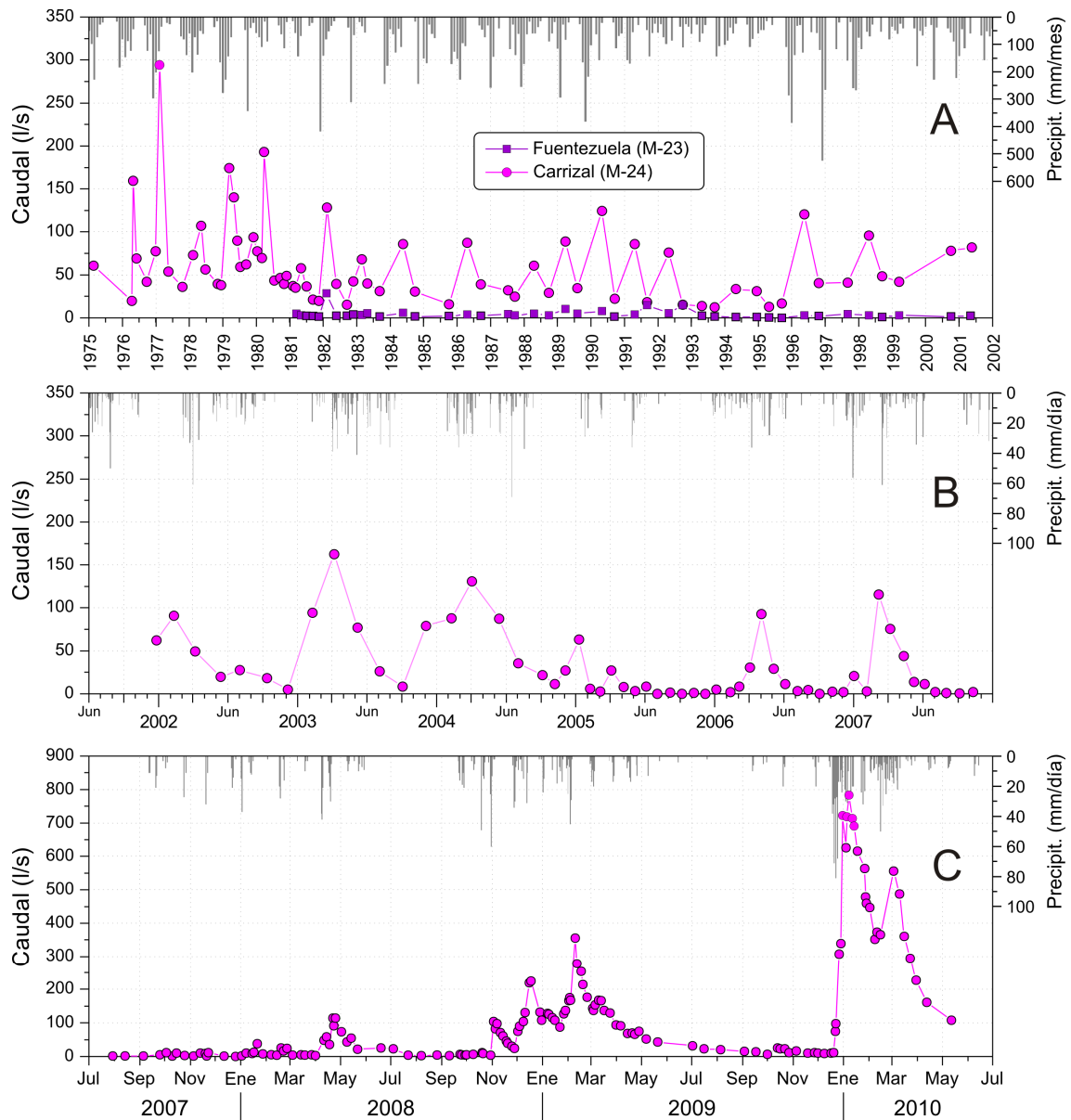


Figura 6.6. Hidrogramas del manantial del Carrizal (M-24): series históricas de caudal facilitadas por el IGME (A) y por la DHCMA (B) y datos de caudal medidos durante el período de investigación (C). Precipitaciones registradas en la estación pluviométrica de Cuevas del Becerro. En el gráfico A se representa también el hidrograma del manantial de Fuentezuela (M-23), cuyos datos fueron suministrados por el IGME.

El registro del manantial del Carrizal (M-24) cuenta con dos series históricas de datos, facilitadas por el IGME y por la DHCMA, y otra serie generada durante el período de investigación de la presente Tesis Doctoral (Tab. 6.2 y Fig. 6.6). En la serie de datos

aportados por el IGME -febrero de 1975 a mayo de 2001- el valor medio del caudal es de 54 l/s (71 aforos, con periodicidad aproximada de 4 meses). La crónica de datos de caudal facilitada por la DHCMA consta de aforos bimensuales de la surgencia (2001-2007), con un valor medio de caudal de 38 l/s (Tab. 6.2 y Fig. 6.6B). A lo largo del período de estudio, el caudal medio fue superior a los del resto de series, con un valor de 86 l/s, lo que puede explicarse por la mayor pluviometría y la mayor frecuencia de las medidas, generalmente semanal e incluso diaria en períodos de lluvias, con el consecuente registro de los caudales máximos de las puntas de las crecidas hidrodinámicas. Los aforos efectuados en el manantial del Carrizal a lo largo del estudio (Tab. 6.2 y Fig. 6.6C) permitieron registrar un caudal mínimo de 0,6 l/s (10/10/2007) y máximo de 783 l/s (08/01/2010).

El manantial que cuenta con un control hidrodinámico más completo es el de Cañamero (M-26) (Tab. 6.2 y Fig. 6.7). Se dispone de tres series de caudales casi complementarias en el tiempo, desde 1979 hasta 2010. El registro con mayor duración - julio de 1979 a mayo de 2001- ha sido proporcionado por el IGME (Tab. 6.2 y Fig. 6.7A) y consta de 54 aforos realizados cada semestre aproximadamente. En esta serie de datos el caudal varía entre 2 l/s (03/10/1985) y 1.773 l/s (02/05/1990), con un valor medio de 332 l/s. La DHCMA efectuó 55 aforos durante el período comprendido entre noviembre de 2001 y octubre de 2007 (Tab. 6.2 y Fig. 6.7B). En este caso la periodicidad de medida fue aproximadamente mensual. Los valores mínimo y máximo de caudal son algo mayores, 20,7 l/s (07/10/2005) y 2.003 l/s (07/03/2003), mientras que el valor medio es de 399 l/s.

Por último, durante el período de investigación -entre julio de 2007 y mayo de 2010- se llevaron a cabo 170 aforos, con una periodicidad de medida inferior a la semanal (Tab. 6.2 y Fig. 6.7C), aunque en épocas de lluvias las medidas se realizaron diariamente y en el estiaje cada 2 semanas. En general, los valores mínimo (24,9 l/s; 11/09/2008) y máximo (4.530 l/s; 08/01/2010), son más elevados que en los registros precedentes a causa de la elevada pluviometría (véase apartado 3.3). El valor medio es de 374 l/s.

Al mismo tiempo que se aforaba el caudal, se tomaba la lectura en una escala limnimétrica instalada en el puente que hay 300 m aguas abajo del manantial de Cañamero (Fig. 6.8A). A partir de los datos de altura de la lámina de agua y de caudal se ha confeccionado la curva de gastos que se representa en la figura 6.8B.

Además de las medidas puntuales de caudal, desde septiembre de 2009 hasta septiembre de 2010, se instaló un dispositivo de registro limnimétrico continuo en el mismo puente, junto a la escala, lo que ha permitido obtener una serie de datos de caudal con una periodicidad de 15 min (Tab. 6.2 y Fig. 6.7C).

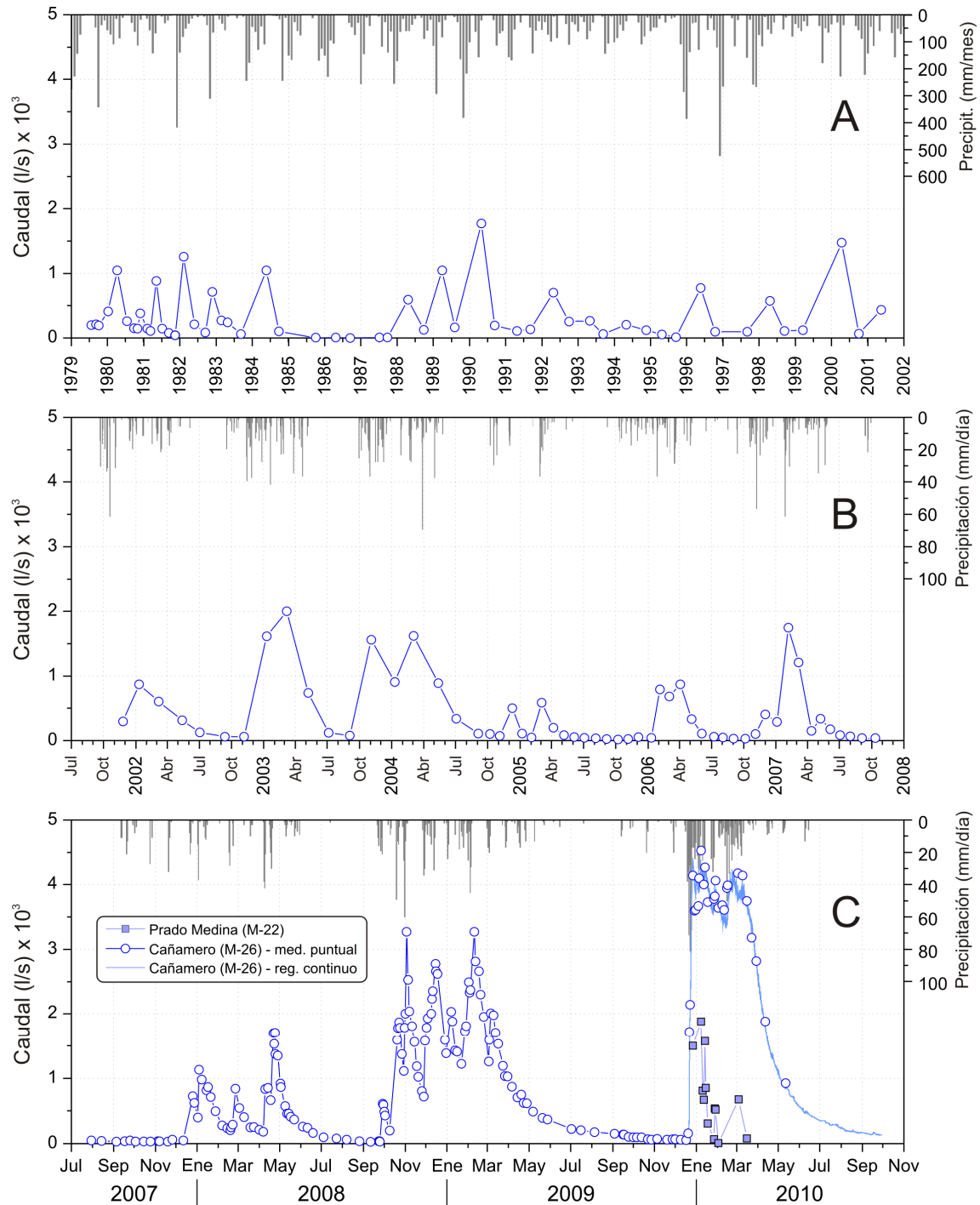


Figura 6.7. Hidrogramas del manantial de Cañamero (M-26): series históricas de caudal facilitadas por el IGME (A) y por la DHCMA (B) y datos de caudal medidos durante el período de investigación (C). Precipitaciones registradas en la estación pluviométrica de Cuevas del Becerro.

De la surgencia de Prado Medina (M-22) no se dispone de registro histórico de datos de caudal (Tab. 6.2). Funciona en condiciones excepcionales de recarga, durante años hidrológicos inusualmente húmedos, como el 2009/2010 (véase apartado 3.3), cuando el manantial estuvo activo desde diciembre de 2009 hasta marzo de 2010. En este período se llevaron a cabo 13 aforos (Tab. 6.2 y Fig. 6.7C). Los datos de caudal estuvieron comprendidos

entre 0 l/s (02/02/2010) y 1.880 l/s (08/01/2010), con un valor medio de 606 l/s. Previamente al período de investigación, se tiene constancia de que la surgencia estuvo activa durante el año hidrológico 1996/97.

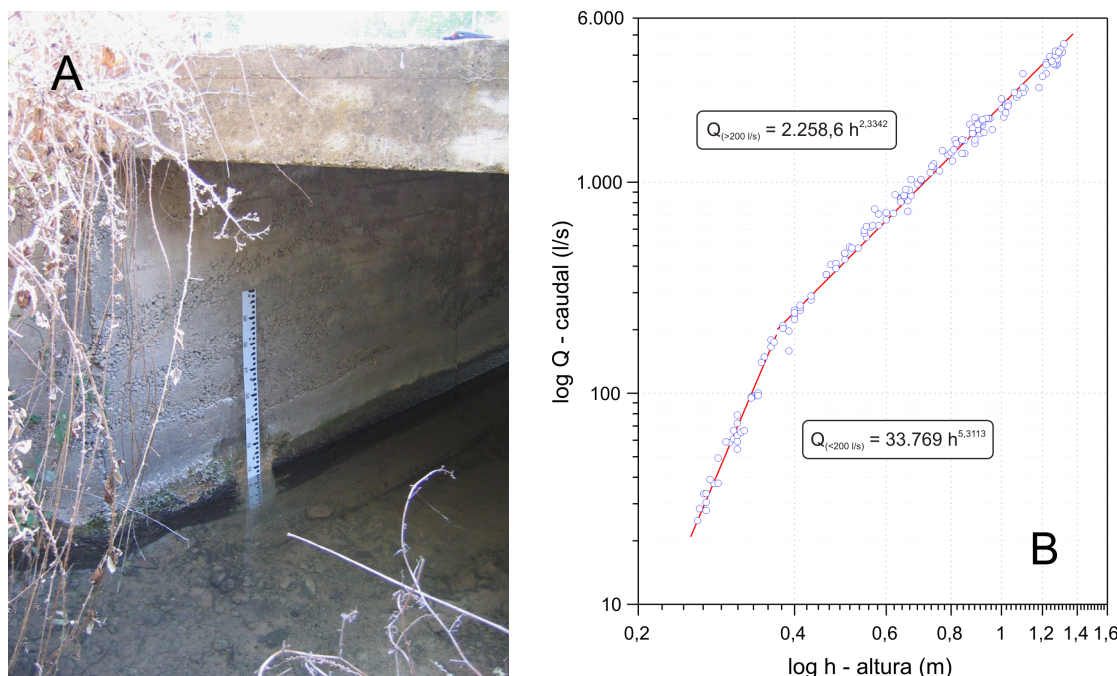


Figura 6.8. (A) Sección del puente, con escala limnométrica, ubicado aguas abajo del manantial de Cañamero (M-26). (B) Curva de gastos elaborada a partir de los aforos realizados en dicha sección durante el período de investigación.

6.3.2 Descripción de los hidrogramas

6.3.2.1 Manantial de la Ventilla (M-16)

Los hidrogramas anuales de la surgencia (Fig. 6.9), correspondientes al período de investigación, muestran desde 1 crecida (2009/10) a 4 (2008/09) por año hidrológico, como consecuencia de los principales eventos de precipitación. Estas crecidas pueden ser de diferente magnitud y presentan morfologías variadas en función de la cantidad de agua de lluvia y de la intensidad con la que se producen los distintos episodios de precipitación. A partir del análisis de los hidrogramas unitarios se deduce que el tiempo de base es de aproximadamente 1 mes y el de crecida varía entre 1 y 5 días (Fig. 6.9).

Durante el primer año hidrológico, se produjeron ligeros aumentos de caudal (diciembre de 2007 a mayo de 2008), en respuesta a lluvias puntuales, a veces intensas, y distribuidas de forma relativamente homogénea en el tiempo (Fig. 6.9). Las crecidas más importantes del segundo año (noviembre y diciembre de 2008 y febrero de 2009) tienen

morfologías marcadas, como consecuencia de episodios de precipitación más cuantiosos, que provocaron rápidos ascensos de caudal seguidos de decrecidas lentas. A partir de febrero de 2009, se produjo una disminución continuada de los caudales del manantial durante más de 10 meses- (Fig. 6.9).

Las abundantes e intensas precipitaciones acaecidas entre diciembre de 2009 y marzo de 2010 generaron una situación hidrodinámica excepcional en la surgencia (Fig. 6.9). Se produjo la transición brusca de un estado hidrodinámico de agotamiento extremo a otro inusualmente húmedo. Durante este tiempo se registró una crecida, de elevada magnitud, caracterizada por un hidrograma unitario relativamente plano en torno al valor de 150 l/s y precedida de un aumento rápido y acusado de caudales (de 24 a 148 l/s en 4 días). Este hecho pone de manifiesto las limitaciones en el sistema de drenaje que alimenta al manantial de la Ventilla, que muestra dificultades para evacuar caudales superiores a 150 l/s.

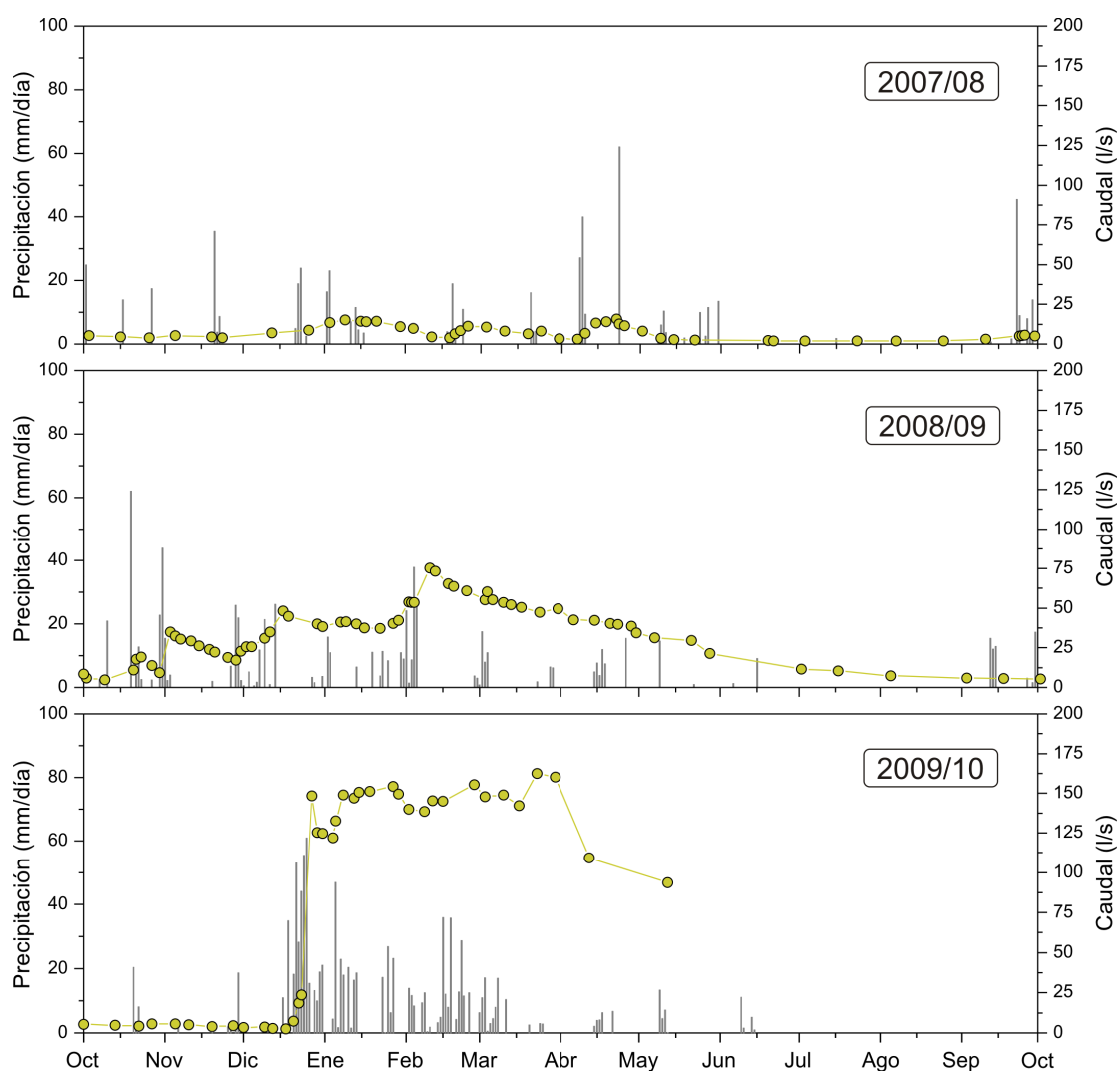


Figura 6.9. Hidrogramas anuales del manantial de la Ventilla (M-16) y distribución de las precipitaciones registradas en la estación pluviométrica de Parchite durante el período de investigación.

6.3.2.2 Manantial del Barranco de Palomeras (M-20)

Las series anuales de caudal muestran, en general, 1 ó 2 crecidas significativas por año hidrológico (Fig. 6.10), dependiendo de la distribución temporal y magnitud de las precipitaciones que ocasionan dichas crecidas. A medida que las lluvias son más abundantes y concentradas en el tiempo, menor es el número de eventos hidrodinámicos y viceversa (Fig. 6.10).

Las escasas precipitaciones caídas a comienzos del año hidrológico 2007/08 no fueron suficientes para evitar que el manantial prolongara la situación de agotamiento, por lo que la surgencia permaneció seca durante algo más de 2 meses (noviembre de 2007 a enero de 2008; Fig. 6.10). Las lluvias de enero de 2008 provocaron la emergencia de agua en el manantial. No obstante, las crecidas hidrodinámicas más importantes del año se produjeron durante los meses de marzo y mayo. En estas últimas, los tiempos de crecida están comprendidos entre 15 y 45 días, mientras que los de base varían entre 25 y 50 días, aproximadamente.

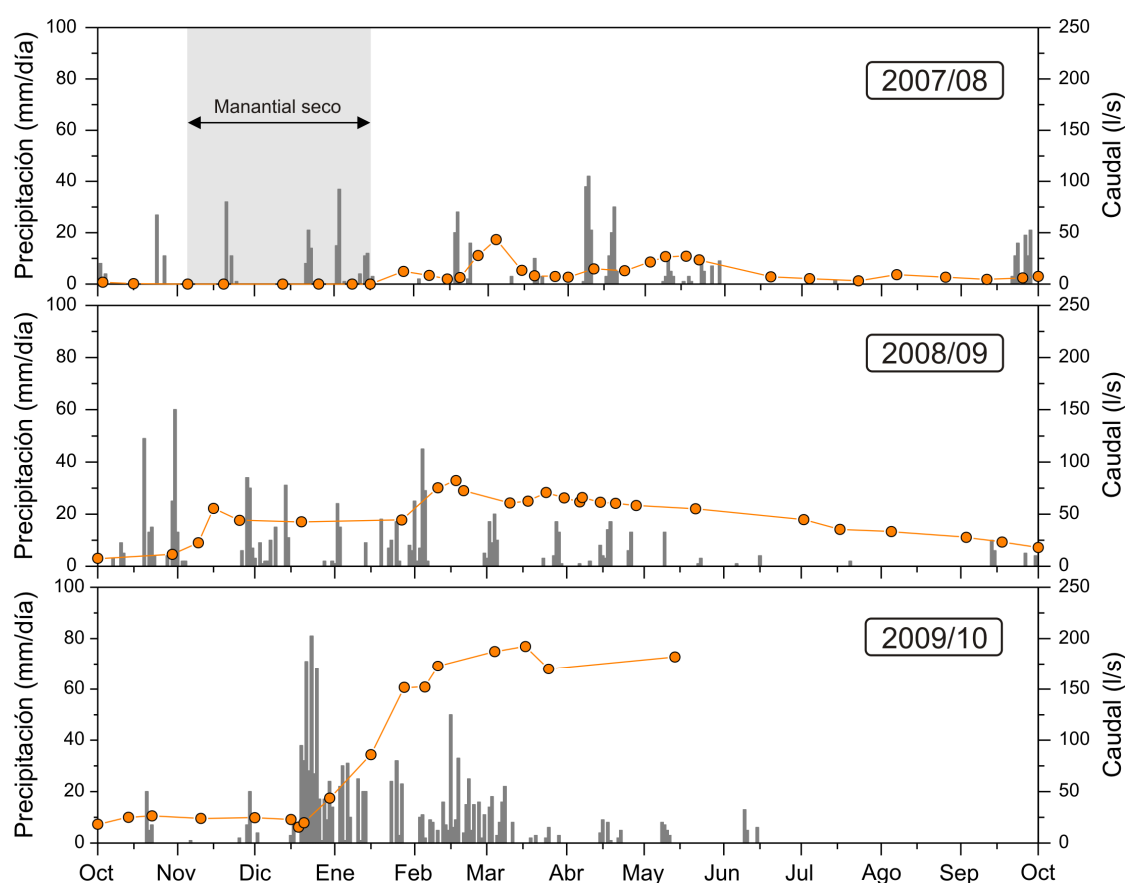


Figura 6.10. Hidrogramas anuales del manantial del Barranco de Palomeras (M-20) y distribución de las precipitaciones registradas en la estación pluviométrica de Cuevas del Becerro durante el período de investigación.

Durante el año hidrológico 2008/09, el hidrograma presenta mayores valores de caudal (valor medio de 46 l/s) pero escasa variación, como consecuencia de la distribución temporal de las precipitaciones, relativamente continuadas en el tiempo (Fig. 6.10). No obstante, en el hidrograma se aprecian 3 crecidas, correspondientes a las lluvias de noviembre de 2008 y enero-febrero y marzo de 2009. El análisis del hidrograma unitario proporciona tiempos de concentración de 15-20 días y de base en torno a 20 días. Las precipitaciones más tardías, ocurridas entre marzo y mayo de 2009, mantuvieron los caudales relativamente elevados hasta julio de 2008. El agotamiento de la surgencia se produjo lentamente hasta finales de 2009.

El hidrograma del año hidrológico 2009/10, aunque incompleto, muestra una crecida muy marcada, como respuesta a las lluvias excepcionales y abundantes que tuvieron lugar entre diciembre de 2009 y marzo de 2010 (Fig. 6.10). En este período se registró el 92 % de la precipitación anual acumulada en la estación de Cuevas del Becerro (véase situación en la figura 6.1). La consecuencia directa fue un aumento progresivo de caudal, desde apenas 15 l/s hasta 192 l/s, en 3 meses. Además, estas precipitaciones cuantiosas y concentradas en el tiempo provocaron que los caudales se mantuvieran en el rango de valores máximos (152-192 l/s) registrados durante el período de investigación, desde finales de enero hasta, como mínimo, mediados de mayo de 2010 (Fig. 6.10).

6.3.2.3 Manantial del Carrizal (M-24)

Los valores de caudal de la surgencia varían rápidamente ante las precipitaciones de cierta magnitud (Fig. 6.11). El tiempo mínimo de respuesta es 1 día, de acuerdo con la periodicidad de control. Se han registrado 2 ó 3 crecidas por año hidrológico. La magnitud de estas crecidas, con caudales comprendidos entre 104 y 783 l/s, depende de la cantidad e intensidad de las precipitaciones que las ocasionan. La morfología de los hidrogramas unitarios comprende picos de caudal puntiagudos, con tiempos de crecida generalmente cortos y una decrecida algo más tendida y retardada en el tiempo. En cuanto a los componentes del hidrograma unitario, los tiempos de crecida están comprendidos entre 2 y 24 días, mientras que los tiempos de base varían entre 15 y 30 días.

Los aumentos de caudal más importantes (Fig. 6.11) ocurren durante las épocas de otoño (octubre a noviembre), invierno (diciembre a marzo) y primavera (abril a mayo), aunque los más significativos son los que se producen en el período invernal.

Las crecidas de otoño, en especial durante noviembre de 2008 (Fig. 6.11), se deben a eventos de recarga intensos (98 mm) y concentrados en el tiempo (3 días). La ausencia

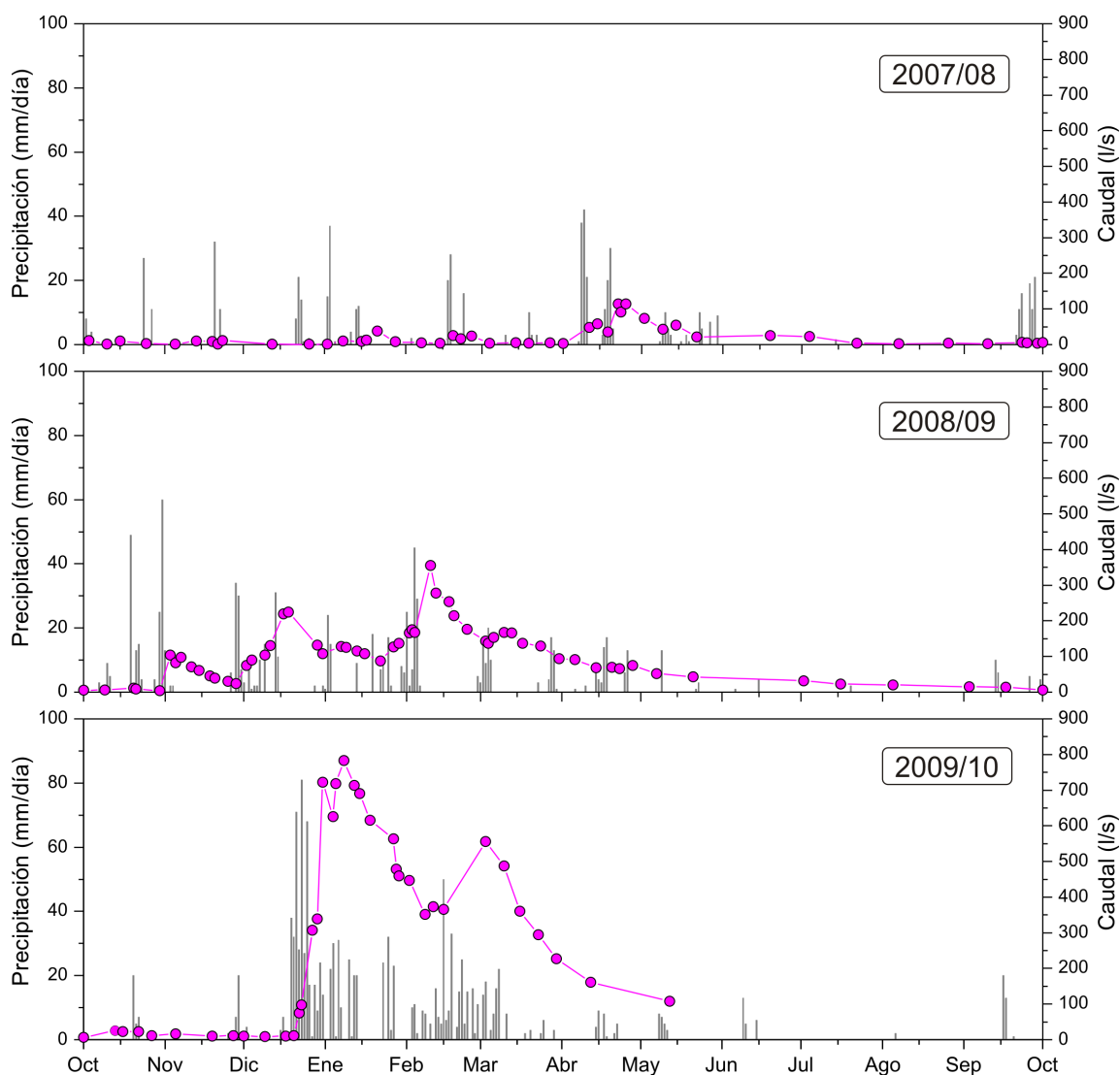


Figura 6.11. Hidrogramas anuales del manantial del Carrizal (M-24) y distribución de las precipitaciones registradas en la estación pluviométrica de Cuevas del Becerro durante el período de investigación.

de crecidas durante esta época, en los años hidrológicos 2007/08 y 2009/10, está motivada por la falta de precipitaciones en dichos períodos.

Los ascensos de caudal durante el período invernal, los de mayor magnitud, son consecuencia de la infiltración de una gran cantidad de lluvia, 417 mm entre diciembre de 2008 y marzo de 2009 y 1.052 mm entre los mismos meses del año hidrológico 2009/10, distribuida a lo largo del tiempo y, en ocasiones, con una intensidad elevada (Fig. 6.11).

Por último, las crecidas registradas durante la época de primavera son consecuencia de eventos pluviométricos cuantiosos e intensos, como ocurre con la crecida de abril de 2008 (Fig. 6.11), generada a partir de tormentas que dejaron precipitaciones de entre 66 y 171 mm en 3-4 días.

6.3.2.4 Manantial de Cañamero (M-26)

El hidrograma de esta surgencia muestra un número variable de crecidas, en función del año hidrológico considerado y de las condiciones climatológicas existentes (Fig. 6.12). En el año hidrológico 2007/08 se registraron hasta 5 crecidas hidrodinámicas asociadas a los principales eventos de precipitación (diciembre, enero, febrero y marzo), con variaciones rápidas de caudal y de gran magnitud (550-1.700 l/s). La morfología del hidrograma unitario (Fig. 6.12), más estrecha y puntiaguda cuanto más intensas y cuantiosas son las lluvias, denota la relación directa lluvia-caudal. Los hidrogramas muestran tiempos de respuesta de 1-2 días frente a las precipitaciones. Los tiempos de crecida son inferiores a la semana, mientras que los de concentración del orden de 15 días.

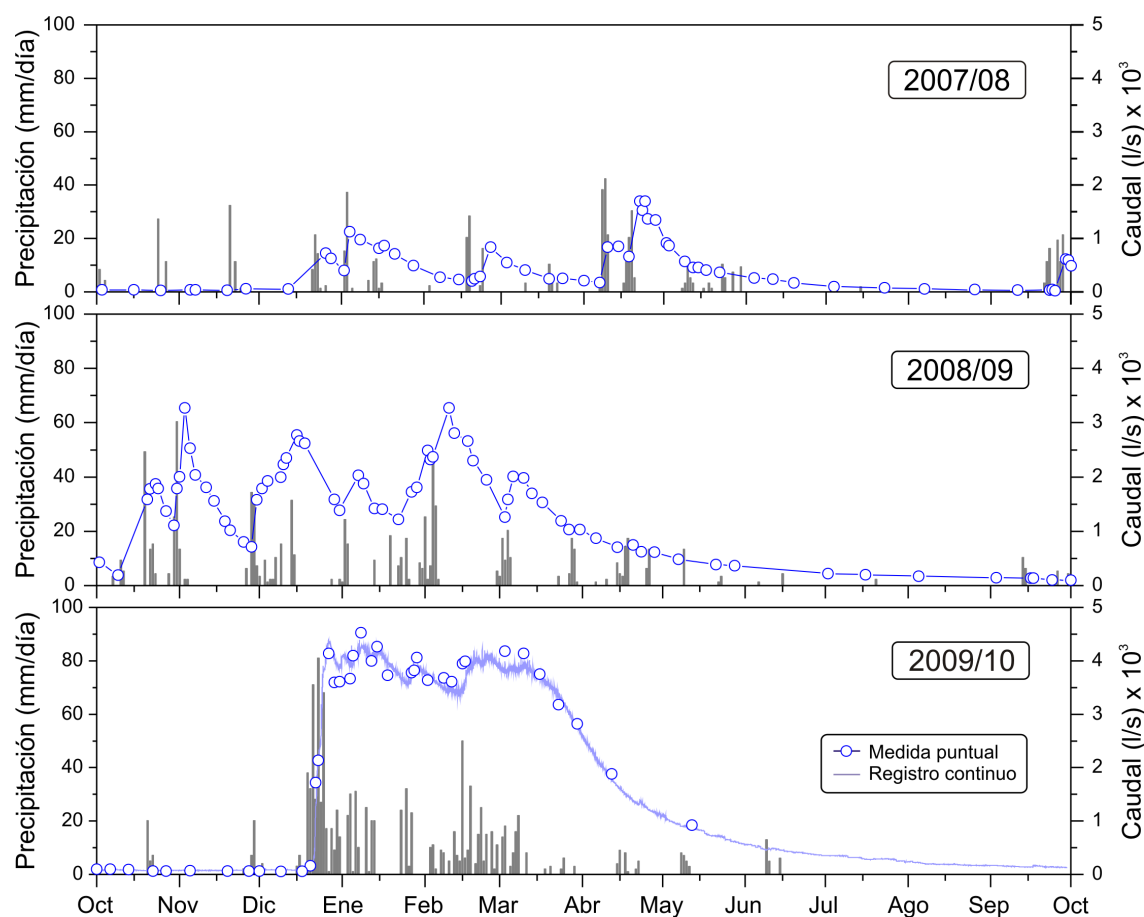


Figura 6.12. Hidrogramas anuales del manantial de Cañamero (M-26) y distribución de las precipitaciones registradas en la estación pluviométrica de Cuevas del Becerro durante el período de investigación.

El hidrograma del año 2008/09 presenta varias crecidas (6) de mayor magnitud, que se producen en un tiempo no superior a 8 días (Fig. 6.12). Su morfología, con picos puntiagudos, refleja variaciones de caudal bruscas, como consecuencia de los eventos de precipitación más significativos (octubre, diciembre, febrero y marzo), que resultaron ser

más intensos y cuantiosos que en el año precedente. Por ejemplo, la crecida más importante del año, con un caudal punta de 3.270 l/s (noviembre de 2008; Fig. 6.12), fue consecuencia de la acumulación de 98 mm de lluvia en apenas 3 días.

La escasez de lluvias registradas a comienzos del año 2009/10, desde octubre a mediados de diciembre (Fig. 6.12), dio paso al registro de cuantiosas precipitaciones (1.104 mm en la estación de Cuevas del Becerro) durante los tres meses siguientes. La respuesta hidrodinámica en el manantial de Cañamero fue una única crecida, de gran magnitud, en la que los caudales se mantuvieron 90 días en el intervalo de valores máximos registrados durante el período de investigación, de 3.600 a 4.500 l/s (Figs. 6.12 y 6.13A). El tiempo de crecida fue de 10 días, en los que el caudal aumentó de apenas 54 l/s a 4.140 l/s.

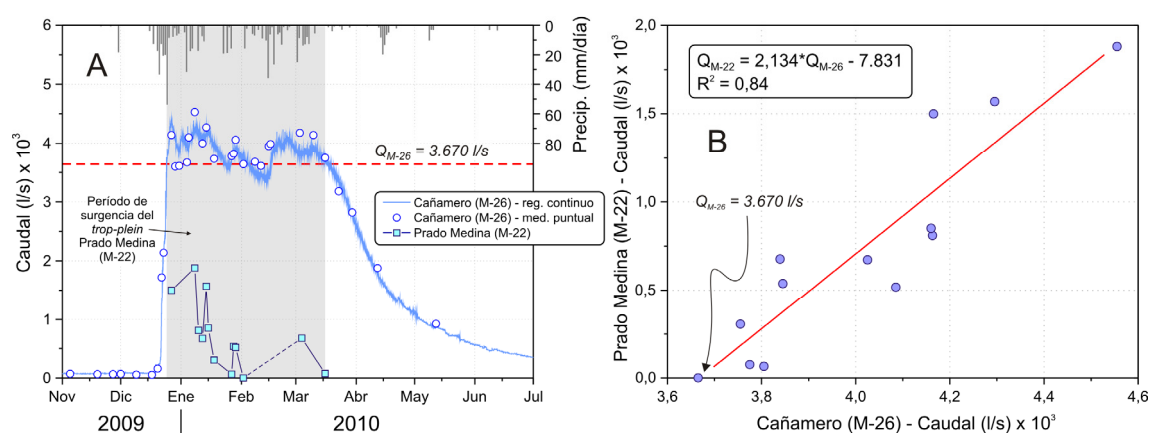


Figura 6.13. Relación entre los caudales de los manantiales de Cañamero (M-26) y trop-plein de Prado Medina (M-22) registrados durante el período de funcionamiento de este último (diciembre de 2009 a marzo de 2010).

La entrada en funcionamiento de la surgencia *trop plein* de Prado Medina (M-22; Fig. 6.1) está condicionada por las limitaciones de la red de drenaje kárstico que alimenta al manantial principal, el de Cañamero (M-26), el cual no es capaz de drenar caudales superiores a 4.500-4.600 l/s (Fig. 6.13A). La descarga máxima del manantial de Cañamero a partir de la que se activa la surgencia *trop plein*, se ha estimado en aproximadamente 3.670 l/s (Barberá y Andreo, 2011), mediante la regresión lineal de pares de datos de caudal de ambos puntos de drenaje (Fig. 6.13B).

6.3.3 Análisis de las curvas de recesión por el método de Mangin (1970, 1975)

6.3.3.1 Manantial del Barranco de Palomeras (M-20)

Debido a la falta de datos de caudal representativos de situaciones de crecida y decrecida de la surgencia, se han seleccionado los períodos de estiaje de los años hidrológicos 2007/08 y 2008/09 para analizar el agotamiento de los caudales mediante la metodología de Mangin (1970, 1975). Los principales resultados obtenidos se resumen en la tabla 6.3 y en la figura 6.14.

Manantial	Año hidrológico	Da [días]	α [días ⁻¹]	Vd [hm ³]	Vt [hm ³]	k
Barranco de Palomeras (M-20)	2007/08	67	3,18E-02	0,07	0,27	0,28
	2008/09	163	6,35E-03	0,89	1,43	0,63

Tabla 6.3. Resultados obtenidos a partir del análisis de las curvas de agotamiento del manantial del Barranco de Palomeras (M-20) correspondientes a los años hidrológicos 2007/08 y 2008/09. Parámetros deducidos: D_a , duración del agotamiento; α , coeficiente de agotamiento; V_d , volumen dinámico y V_t , volumen de tránsito y k , parámetro de Mangin (1970, 1975).

Los períodos de agotamiento considerados muestran una duración comprendida entre 67 días, en el año hidrológico 2007/08, y 163 días, en el año 2008/09 (Tab. 6.3 y Fig. 6.14A y C). Los coeficientes de agotamiento (α) obtenidos son del orden de 10^{-3} días⁻¹ en la curva de agotamiento de mayor duración (2008/09) y de 10^{-2} días⁻¹ en la más corta (2007/08) (Tab. 6.3 y Fig. 6.14). Por lo tanto, la velocidad de vaciado del acuífero es variable y dependiente del volumen de recarga anual y de la duración del agotamiento.

Los volúmenes dinámicos drenados durante los agotamientos del manantial, así como los volúmenes de tránsito (Tab. 6.3), son máximos en el año hidrológico 2008/09 (0,89 y 1,43 hm³) y mínimos en 2007/08 (0,07 y 0,27 hm³).

La representación del porcentaje de volumen dinámico drenado en función del tiempo (Fig. 6.14B y D), denota un drenaje más rápido durante el año hidrológico 2007/08. Si se mantuvieran las condiciones de agotamiento, serían necesarios entre 25 días (2007/08) y 110 días (2008/09) para drenar el 50 % del volumen dinámico estimado (Fig. 6.14B y D). Estos resultados, así como los derivados de los anteriores análisis hidrodinámicos, indican un comportamiento relativamente inercial y una cierta capacidad de regulación del sector acuífero drenado por el manantial del Barranco de Palomeras (M-20).

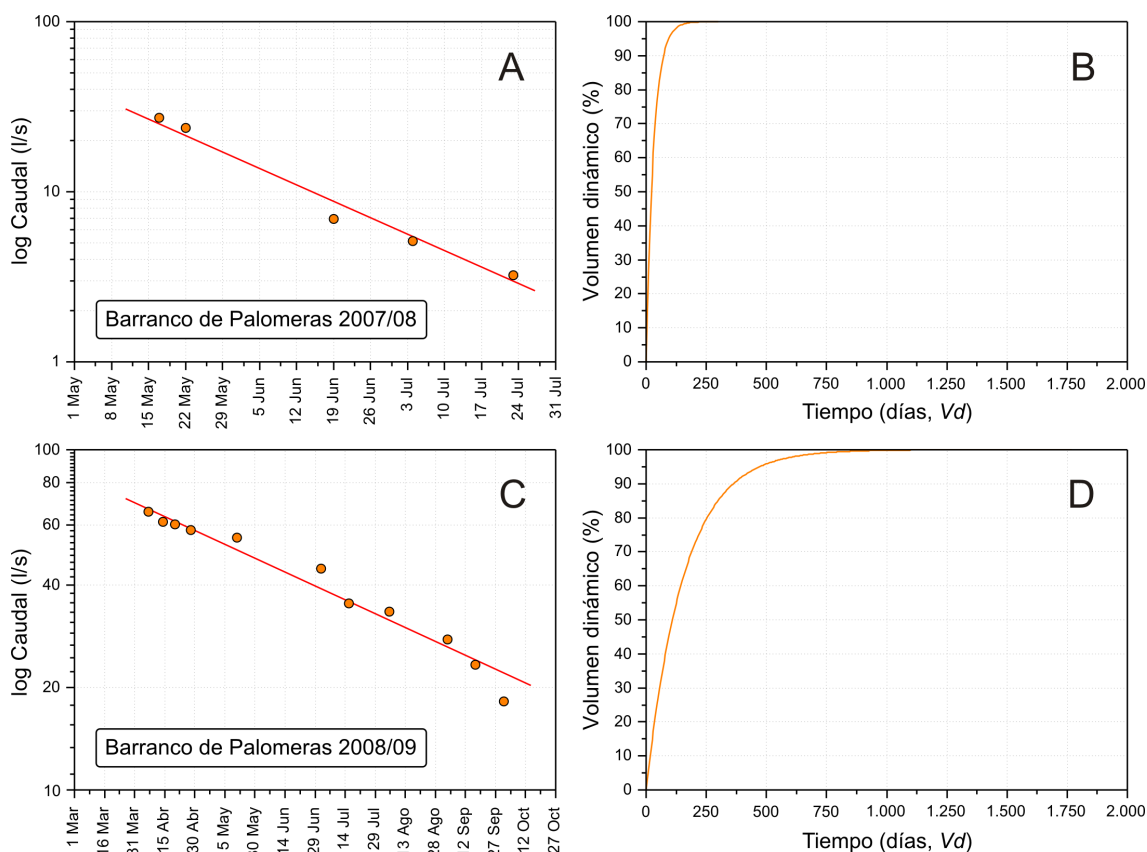


Figura 6.14. Curvas de agotamiento del manantial del Barranco de Palomeras (M-20) (A y C) y porcentaje de volumen dinámico drenado durante los años hidrológicos 2007/08 y 2008/09 (B y D).

Los valores obtenidos del parámetro k (Tab. 6.3) están comprendidos entre 0,28 (2007/08) y 0,63 (2008/09). Según los criterios de clasificación de Mangin (1970, 1975), los valores de k incluidos en los rangos 0,1-0,5 y 0,5-1 sugieren una doble clasificación del sistema: de tipo kárstico y poroso, respectivamente. No obstante, estas diferencias de comportamiento hidrodinámico en los dos años hidrológicos considerados se deben más bien al diferente grado de saturación del acuífero como consecuencia de las variaciones de las condiciones de recarga, que es mayor en el año 2008/09.

6.3.3.2 Manantial de la Ventilla (M-16)

Se han analizado las curvas de recesión de la surgencia correspondientes a los años hidrológicos 2007/08 y 2008/09, respectivamente (Fig. 6.15). La información resultante se presenta en la tabla 6.4, junto con los datos obtenidos por Fernández (1981) a partir del análisis de la curva de agotamiento del manantial de la Ventilla durante el año 1976/77.

El período de decrecida considerado (2007/08) muestra duración de 22 días (Tab. 6.4 y Fig. 6.15). El coeficiente de velocidad de infiltración (η) es de 0,0455 días⁻¹ y el de

heterogeneidad (ϵ) de 0,0758 días⁻¹. Estos valores indican que la velocidad de infiltración de las aguas es relativamente elevada. Esto se refleja en la curva de la función y (Fig. 6.15B), cuya concavidad es prácticamente inexistente.

El valor del parámetro i de Mangin (1970, 1975) es de 0,79 (Tab. 6.4). Según este autor, el sector acuífero drenado por el manantial sería un sistema complejo y/o de grandes dimensiones.

Manantial	Año hidrológico	D_d [días]	η [días ⁻¹]	ϵ [días ⁻¹]	i	D_a [días]	α [días ⁻¹]	V_d [hm ³]	V_t [hm ³]	k
Ventilla (M-16)	1976/77	-	-	-	-	162	4,40E-03	0,98	1,4	0,70
	2007/08	22	0,0455	0,0758	0,79	103	3,09E-03	0,08	0,19	0,44
	2008/09	-	-	-	-	168	9,11E-03	0,11	0,91	0,12

Tabla 6.4. Resultados obtenidos a partir del análisis de la curva de recesión del manantial de la Ventilla correspondiente al año hidrológico 2007/08 y de las curvas de agotamiento de los años 1976/77 (Fernández, 1981) y 2008/09. Parámetros deducidos: D_d , duración de la decrecida; η , coeficiente de velocidad de infiltración; ϵ , coeficiente de heterogeneidad; i y k , parámetros de Mangin (1970, 1975).

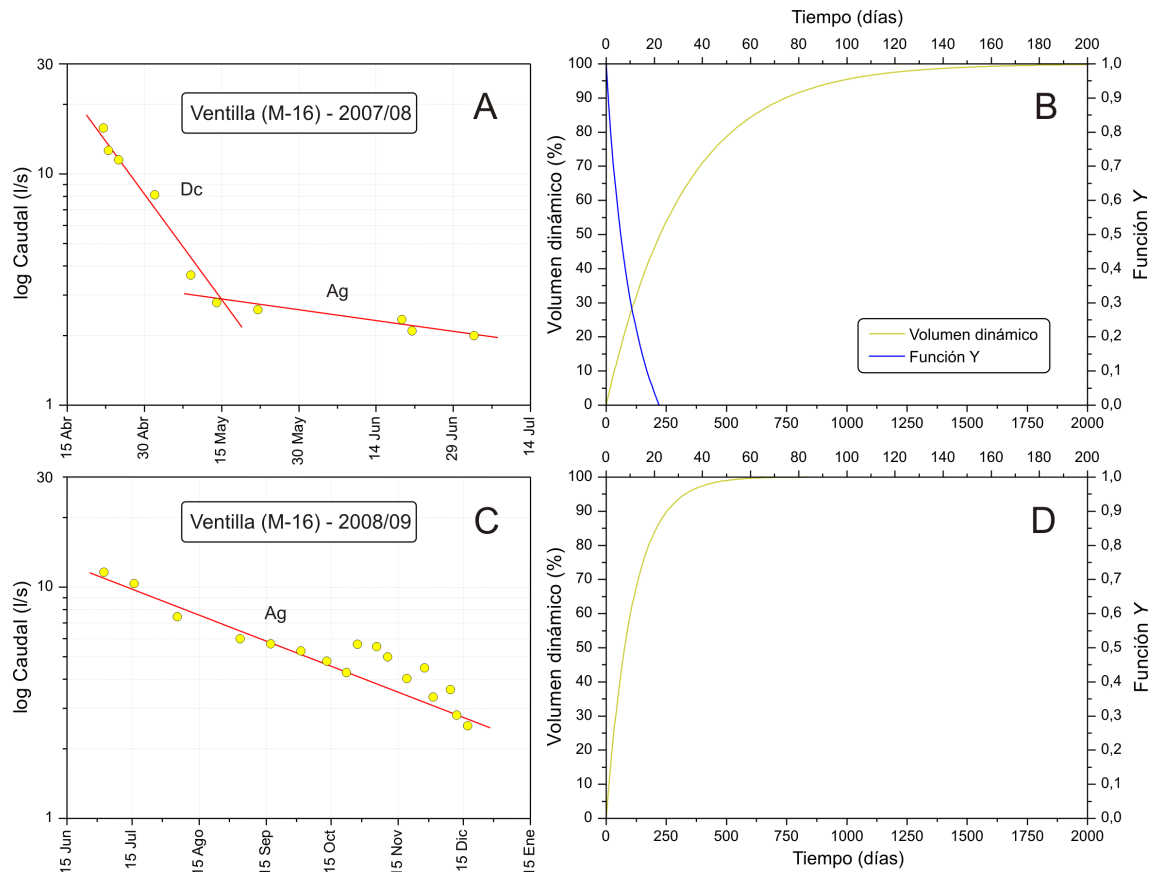


Figura 6.15. Curvas de decrecida (Dc) y agotamiento (Ag) del manantial de la Ventilla (A y C) y de la función y y del porcentaje de volumen dinámico (V_d) drenado (B y D), en el supuesto de que se mantuvieran las condiciones de agotamiento.

Las curvas de agotamiento analizadas presentan una duración de entre 103 días, en el año 2007/08, y 168 días, en el de 2008/09 (Tab. 6.4). Todos los coeficientes de agotamiento (α) obtenidos son del orden de 10^{-3} días⁻¹, lo que pone de manifiesto que el vaciado del sector acuífero se produce lentamente.

Los volúmenes dinámicos (Tab. 6.4) varían entre 0,08 hm³ y 0,98 hm³, en los años 2007/08 y 1976/77, respectivamente. De la representación del porcentaje de volumen dinámico frente al tiempo (Fig. 6.15B y D) se deduce que serían necesarios entre 80 (2008/09) y 100 días (2007/08) sin alimentación, desde el inicio del agotamiento, para que se drenara la mitad de dicho volumen. El sistema muestra una cierta capacidad de regulación, que retarda el agotamiento de la surgencia.

El volumen de tránsito (Tab. 6.4) está comprendido entre 0,19 hm³ (2007/08) y 1,4 hm³ (1976/77). El parámetro k , calculado a partir de la relación volumétrica Vd/Vt , está comprendido entre 0,12 y 0,70, por lo que, según Mangin (1970, 1975), el sistema drenado por el manantial de la Ventilla (M-16) se clasificaría como de tipo kárstico y poroso.

La figura 6.16 muestra la representación de los parámetros característicos (i - k) de Mangin (1970, 1975) para la curva de recesión del año 2007/08. Los resultados obtenidos muestran que el manantial de la Ventilla (M-16) se encuentra en el dominio **IV**, que corresponde a sistemas acuíferos con un funcionamiento hidrodinámico complejo.

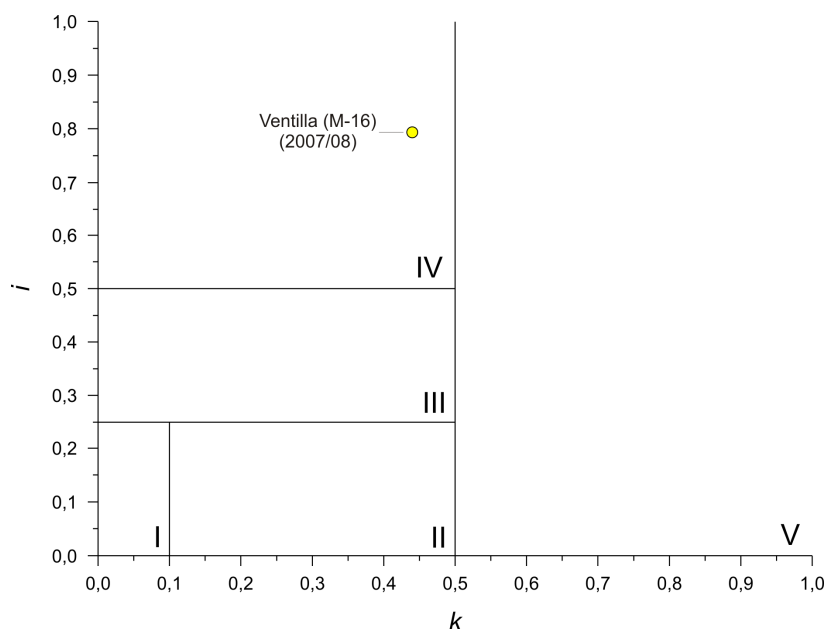


Figura 6.16. Gráfico i - k propuesto por Mangin (1970, 1975) para el estudio de acuíferos kársticos, en el que se representan los valores obtenidos a partir del análisis de la curva de recesión del manantial de la Ventilla (M-16) correspondiente al año hidrológico 2007/08.

6.3.3.3 Manantial del Carrizal (M-24)

Se han considerado las curvas de recesión correspondientes a los años hidrológicos 2007/08 y 2008/09 para el análisis hidrodinámico de los datos de caudal de la surgencia (Fig. 6.17). Los principales parámetros estimados a partir de la metodología de Mangin (1970, 1975) se recogen en la tabla 6.5. No obstante, debe tenerse en cuenta que las curvas de recesión analizadas están afectadas por episodios puntuales de precipitación.

La decrecida del hidrograma dura entre 23 días, en la curva del año 2007/08, y 55 días, en la del año 2008/09 (Tab. 6.5 y Fig. 6.17A y C). Los coeficientes de velocidad de infiltración (η) están comprendidos entre 0,0182 días⁻¹ (2008/09) y 0,0435 días⁻¹ (2007/08), valores éstos que indican velocidades de infiltración más bien lentas, probablemente a causa del bajo desarrollo de la red de drenaje de la zona no saturada del sector acuífero drenado. El coeficiente de heterogeneidad (ϵ), que varía entre 0,0636 días⁻¹ (2008/09) y 0,1130 días⁻¹ (2007/08), induce una ligera concavidad de la curva definida por la función y para el año hidrológico 2008/09 (Fig. 6.17B y D).

Manantial	Año hidrológico	D_d [días]	η [días ⁻¹]	ϵ [días ⁻¹]	i	D_a [días]	α [días ⁻¹]	V_d [hm ³]	V_t [hm ³]	k
Carrizal (M-24)	2007/08	23	0,0435	0,1130	0,74	81	2,76E-02	0,14	0,50	0,28
	2008/09	55	0,0182	0,0636	0,85	143	9,48E-03	0,84	2,46	0,34

Tabla 6.5. Resultados obtenidos a partir del análisis de las curvas de recesión del manantial del Carrizal (M-24) correspondientes a los años hidrológicos 2007/08 y 2008/09. Parámetros deducidos: D_d , duración de la decrecida; η , coeficiente de velocidad de infiltración; ϵ , coeficiente de heterogeneidad; i y k , parámetros de Mangin (1970, 1975); D_a , duración del agotamiento; α , coeficiente de agotamiento; V_d , volumen dinámico y V_t , volumen de tránsito.

El parámetro i presenta valores de 0,74-0,85 (Tab. 6.5) en las curvas de recesión analizadas (2007/08 y 2008/09, respectivamente), por lo que, atendiendo al criterio de clasificación de Mangin (1970, 1975), el manantial del Carrizal (M-24) drenaría un sistema complejo y de grandes dimensiones.

Los coeficientes de agotamiento obtenidos son del orden de 10⁻² días⁻¹ (Tab. 6.5). Dichos valores son indicativos de una velocidad de vaciado del acuífero relativamente rápida. Los volúmenes dinámicos y de tránsito, bastante variables, están comprendidos entre 0,14 y 0,84 hm³ y 0,50 y 2,46 hm³, respectivamente.

Al representar el porcentaje de volumen dinámico en función del tiempo (Fig. 6.17B y D), se observa que entre 30 días (2007/08) y 75 días (2008/09) sin alimentación

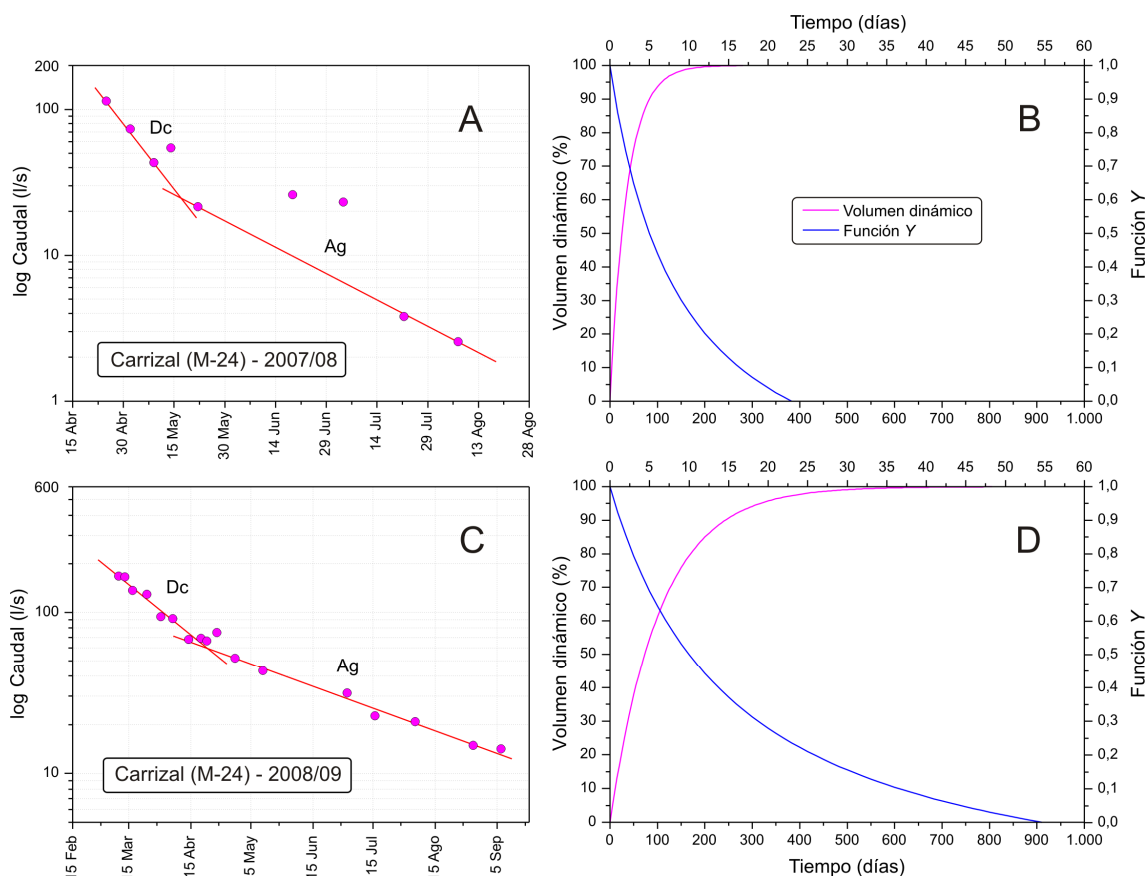


Figura 6.17. Curvas de decrecida (Dc) y agotamiento (Ag) del manantial del Carrizal (M-26) (A y C) y de la función y y del porcentaje de volumen dinámico drenado (B y D) en el supuesto de que se mantuvieran las condiciones de agotamiento.

-desde el inicio del agotamiento-, el sistema drenaría, al menos, el 50 % de dicho volumen. Estas cifras reflejan una capacidad de regulación natural relativamente baja.

El valor medio del parámetro k (Tab. 6.5) es 0,31, por lo que el acuífero drenado por el manantial del Carrizal (M-24) se consideraría como de tipo kárstico, según los criterios de Mangin (1970, 1975).

Los parámetros i y k de Mangin obtenidos mediante el análisis de las curvas de recesión de la surgencia del Carrizal son característicos del dominio IV (Fig. 6.18), que corresponde a sistemas complejos.

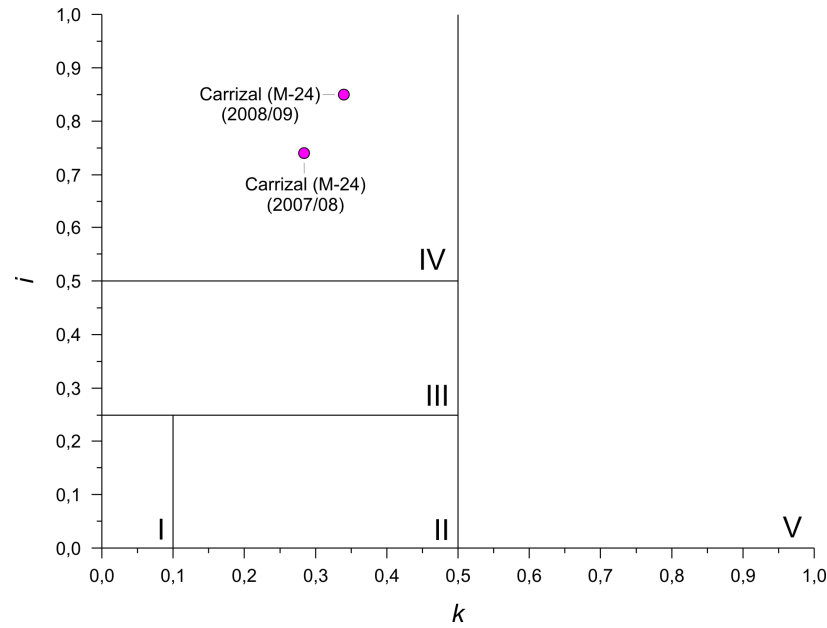


Figura 6.18. Gráfico *i-k* propuesto por Mangin (1970, 1975) para el estudio de acuíferos kársticos, en el que se representan los valores obtenidos a partir del análisis de las curvas de recesión del manantial del Carrizal (M-24) durante los años hidrológicos 2007/08 y 2008/09.

6.3.3.4 Manantial de Cañamero (M-26)

Se ha seleccionado una curva de recesión por cada uno de los años hidrológicos que constituyen el período de investigación (Fig. 6.19). El análisis de las dos primeras curvas, correspondientes a los años hidrológicos 2007/08 y 2008/09, se ha llevado a cabo a partir de las medidas puntuales de caudal, mientras que el tratamiento hidrodinámico de la tercera (2009/10) se ha efectuado a partir del registro continuo de los valores de caudal. Los diferentes parámetros determinados a partir del análisis del hidrograma por la metodología de Mangin (1970, 1975) se resumen en la tabla 6.6.

Manantial	Año hidrológico	D _a [días]	η [días ⁻¹]	ε [días ⁻¹]	<i>i</i>	D _a [días]	α [días ⁻¹]	V _d [hm ³]	V _t [hm ³]	<i>k</i>
Cañamero (M-26)	2007/08	23	0,0435	0,0797	0,79	145	2,01E-02	3,13	9,43	0,33
	2008/09	30	0,0339	0,0751	0,81	86	1,59E-02	7,65	15,93	0,48
						117	4,06E-03	4,79	15,93	0,30
	2009/10	46	0,0217	0,0994	0,80	47	2,13E-02	13,51	42,25	0,32
						89	1,22E-02	3,25	42,25	0,08
	Media	33	0,0330	0,0847	0,80	97	1,47E-02	6,47	25,15	0,30

Tabla 6.6. Resultados obtenidos a partir del análisis de las curvas de recesión del manantial de Cañamero (M-26) (años hidrológicos 2007/08, 2008/09 y 2009/10). Parámetros deducidos: D_d , duración de la decrecida; η , coeficiente de velocidad de infiltración; ε , coeficiente de heterogeneidad; i y k , parámetros de Mangin (1970, 1975); D_a , duración del agotamiento; α , coeficiente de agotamiento; V_d , volumen dinámico y V_t , volumen de tránsito.

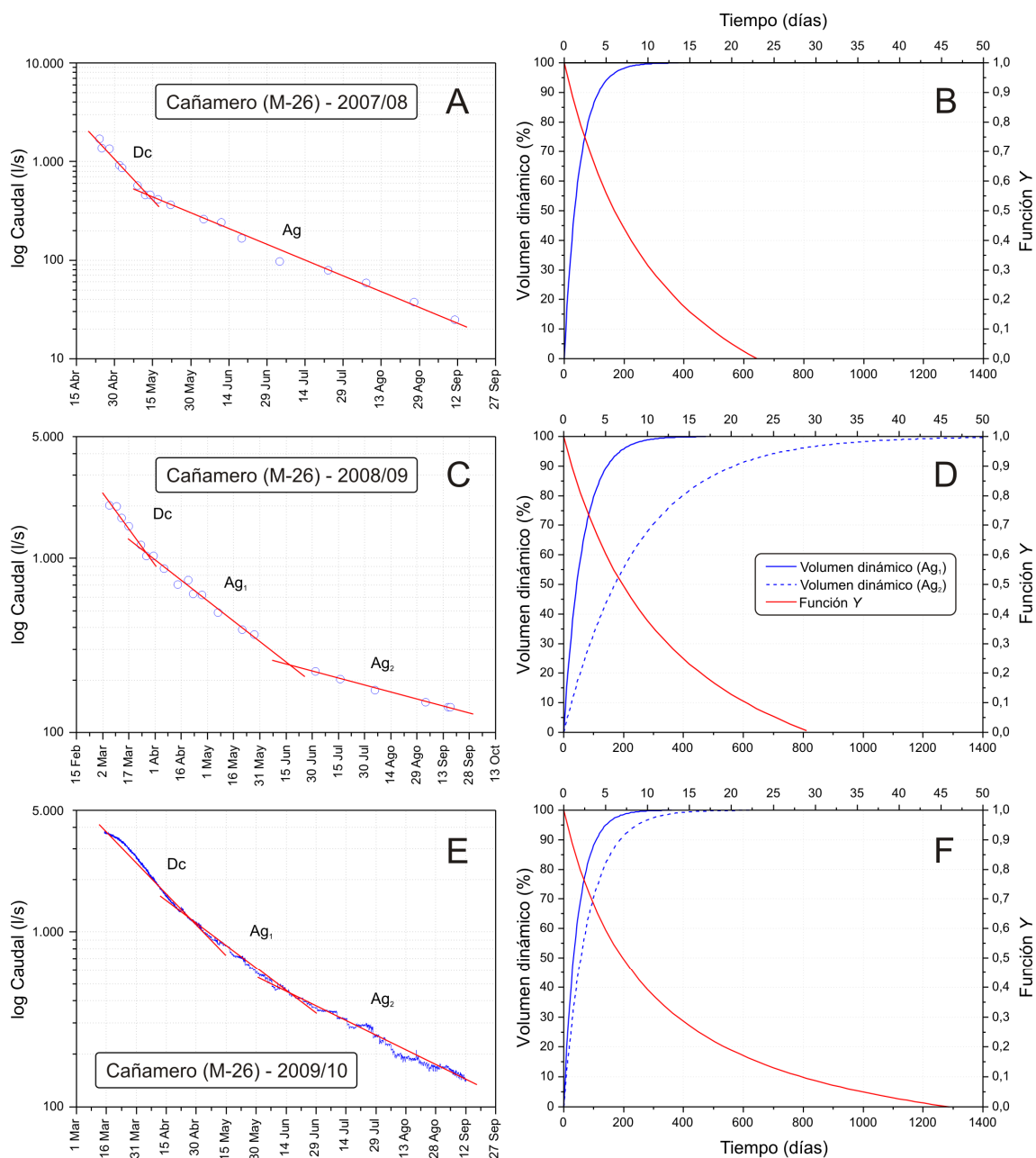


Figura 6.19. Curvas de decrecida (Dc) y agotamiento (Ag) del manantial de Cañamero (M-26) (A, C y E) y de la función y y del porcentaje de volumen dinámico drenado (B, D y F) en el supuesto de que se mantuvieran las condiciones de agotamiento.

Los coeficientes de velocidad de infiltración (η) y heterogeneidad (ϵ), con valores medios de 0,0330 y 0,0847, respectivamente (Tab. 6.6), indican un drenaje moderadamente rápido por la zona no saturada del acuífero, que se produce durante períodos de tiempo de 33 días, como valor medio. No obstante, la decrecida del año hidrológico 2009/10 presenta el valor mínimo del coeficiente de velocidad de infiltración y el máximo del de heterogeneidad, debido a la saturación de las zonas del acuífero situadas entre las cotas de surgencia del manantial y de su manantial *trop plein* (Prado Medina, M-22), tras las abundantes precipitaciones que se registraron entre diciembre y marzo del año hidrológico

2009/10. Los valores del coeficiente de heterogeneidad (ϵ) son coherentes con la concavidad en la curva de la función y (Fig. 6.19B, D y F), indicativa de la rápida disminución de los caudales durante las decrecidas de la surgencia.

El valor del parámetro i es muy similar en todas las decrecidas analizadas y está comprendido entre 0,79 y 0,81 (2007/08 y 2008/09; Tab. 6.6), por lo que el acuífero drenado por el manantial de Cañamero (M-26) sería complejo y de grandes dimensiones, según los criterios de clasificación de Mangin (1970, 1975).

En la curva de recesión correspondiente al período 2007/08 se ha determinado un sólo tramo de agotamiento mientras que en las restantes se han diferenciado dos (Tab. 6.6 y Fig. 6.19A, C y E), que representan distintas velocidades de vaciado del acuífero (Thauvin, 1981). No obstante, la mayoría de los coeficientes de agotamiento calculados son del orden de 10^{-2} días⁻¹, independientemente de la duración de los estiajes, variable entre 47 (2009/10) y 145 días (2007/08). Este orden de magnitud del coeficiente de agotamiento es indicativo de un drenaje rápido de los caudales, probablemente debido a un cierto desarrollo de la karstificación.

De la representación del porcentaje del volumen drenado (Fig. 6.19B, D y F) se deduce que, entre 30 y 65 días (si no se considera el segundo tramo de agotamiento de la curva de 2008/09), el sistema drenaría la mitad de dicho volumen en el caso de que se mantuvieran las condiciones de agotamiento. Estos resultados indican que el vaciado del acuífero se produce de forma rápida, por lo tanto, la capacidad de regulación natural del sistema es baja.

Los volúmenes dinámico y de tránsito son elevados, con valores medios de 6,47 y 25,15 hm³, respectivamente (Tab. 6.6). Los valores del parámetro k son inferiores a 0,50 en todas las curvas analizadas (0,3 como valor medio), de manera que el sistema drenado se clasificaría como kárstico (Mangin, 1970, 1975).

A modo de síntesis, se han representado los parámetros característicos, i y k , de Mangin (1970, 1975) en la figura 6.20. Los resultados obtenidos permiten incluir al acuífero en el dominio **IV** ($k < 0,5$, $i > 0,5$), característico de sistemas complejos y de grandes dimensiones.

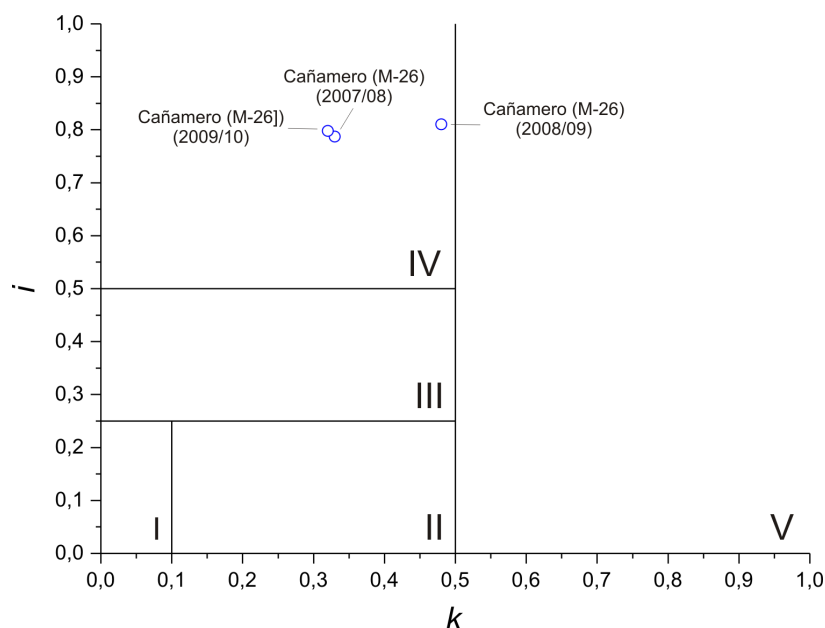


Figura 6.20. Gráfico i-k propuesto por Mangin (1970, 1975) para el estudio de acuíferos kársticos, en el que se representan los valores obtenidos a partir del análisis de las curvas de recesión del manantial de Cañamero (M-26) durante los años hidrológicos 2007/08, 2008/09 y 2009/10.

6.3.4 Análisis de caudales clasificados del manantial de Cañamero (M-26)

El análisis de caudales clasificados se ha aplicado a la serie de datos de caudal correspondiente al último año hidrológico del período de estudio, 2009/2010 (Fig. 6.21). Este tratamiento de los datos hidrodinámicos del manantial de Cañamero se ha llevado a cabo aprovechando la continuidad del registro durante dicho período.

La serie de datos puntuales de caudal, con una periodicidad de 15 min., se ha dividido en clases de 25 l/s y se ha calculado la frecuencia relativa con la que se produce cada intervalo de caudal.

Los resultados obtenidos muestran que durante el 60 % del tiempo, el manantial drena caudales iguales o inferiores a 800 l/s (Fig. 6.21A) y las variaciones en las frecuencias acumuladas son relativamente grandes para caudales elevados, lo que es característico de sistemas karstificados.

La representación de la frecuencia relativa acumulada, de los datos de caudal registrados durante el año 2009/10, en escala probabilística (Fig. 6.21B), permite diferenciar tres tramos con distinta pendiente:

- Tramo 1 (m_1): presenta una pendientes intermedia y engloba los valores de caudal comprendidos entre 0 y 800 l/s. Corresponde a la situación de agotamiento del manantial.

- Tramo 2 (m_2): comprende un intervalo de caudales variable entre 800 y 3.600 l/s y representa las condiciones de decrecida de la surgencia. El tramo se caracteriza por tener la menor pendiente de todas.
- Tramo 3 (m_3): incluye valores de caudal superiores a 3.600 l/s, que corresponden a las condiciones de crecida del manantial. El hecho de que este tramo presente una mayor pendiente indica que las variaciones de caudal se producen de forma lenta. A partir de este valor de caudal, entra en funcionamiento la surgencia de tipo *trop plein* de Prado Medina (M-22), asociada al manantial de Cañamero.

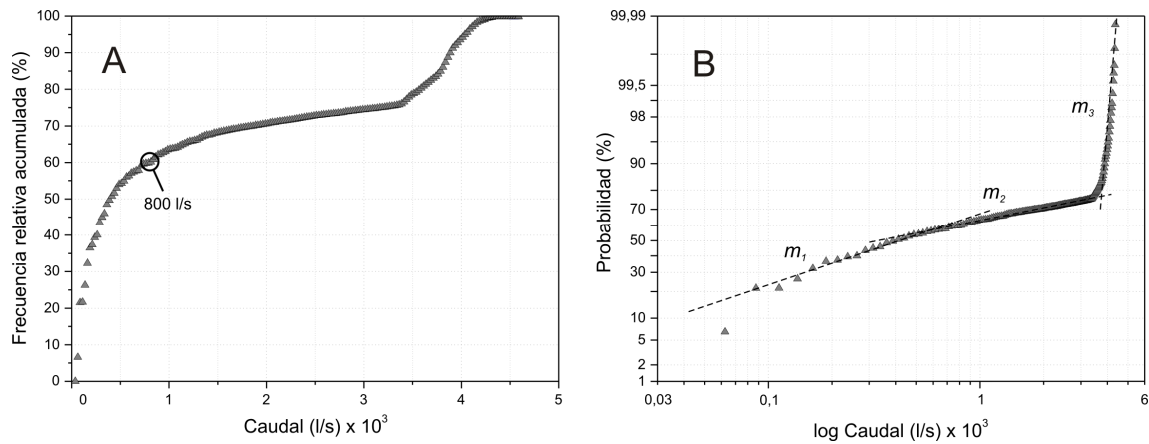


Figura 6.21. Frecuencia relativa acumulada de los valores de caudal drenado por el manantial de Cañamero (M-26) durante el año hidrológico 2009/2010: en escala aritmética (A) y probabilística (B).

El mismo tratamiento aplicado anteriormente, se ha llevado a cabo para cada uno de los tramos identificados en la figura 6.21B. Según la metodología propuesta por Padilla (1990), se ha calculado el porcentaje del volumen de agua drenado para cada una de las situaciones hidrodinámicas reconocidas durante el año hidrológico 2009/10. Los resultados muestran que el manantial de Cañamero drena el 60 % del volumen total en aguas bajas (agotamiento) y el 40 % en aguas altas (crecida y decrecida) lo que da idea del funcionamiento kárstico del sistema.

Tramo	Intervalo de caudal (l/s)	Caudal medio (l/s)	% Volumen total
m_1	0 - 800	222	60
m_2	800-3.600	2.101	20
m_3	> 3.600	3.925	20

Tabla 6.7. Resultados obtenidos en el cálculo del volumen desaguado en cada uno de los tramos identificados en el análisis de caudales clasificados de la serie de datos de caudal del manantial de Cañamero (M-26) durante el año hidrológico 2009/2010.

6.3.5 Los sondeos del sistema

6.3.5.1 Información procedente de las perforaciones

En las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco se han inventariado sondeos y piezómetros (Tab. 4.2, Figs. 6.1 y 6.22 y mapa hidrogeológico adjunto) con una profundidad comprendida entre 40 y 530 m.. La información disponible procede fundamentalmente de las perforaciones realizadas por la DGOH (1995). Con respecto a los sondeos ubicados en el paraje de Merinos Norte y en el borde de la Depresión de Ronda (véase situación en la figura 6.1), no ha sido posible recopilar las características geológicas de las columnas atravesadas durante la perforación.



Figura 6.22. (A). Medida de parámetros físico-químicos de las aguas del sondeo surgente del Arroyo del Cerezo (P-9), en abril de 2008. (B) Sondeo surgente Serrato-2 (P-10), localizado junto al manantial de Cañamero (M-26), en abril de 2008. (C) Sondeos piezométricos Palomeras-1 (P-8), al fondo, y Palomeras-2 (P-6), en primer plano, situados en las inmediaciones del manantial del Barranco de Palomeras (M-20) (agosto de 2007). (D) Aspecto del sondeo Prado Medina (S-40), al N del manantial homónimo (agosto de 2007). Este sondeo, que se encuentra obstruido, también es surgente durante períodos de elevada recarga.

En el extremo NE de la Sierra de Colorado, se localiza el sondeo del Arroyo del Cerezo (P-9, en Tab. 4.2 y Figs. 6.1, 6.2B y 6.22A). La columna litológica atravesada está formada por

60 m de margocalizas cretácicas, seguidas -en profundidad- por 190 m de calizas jurásicas, generalmente masivas (Fig. 4.3), aunque más fracturadas en los metros 145 y 180 de perforación. Los caudales de retorno medidos durante la misma fueron 4 l/s (a los 90 m) y 22 l/s (a los 145 m). Este último valor de caudal se midió al atravesar uno de los niveles de calizas más fracturados en profundidad y se mantuvo hasta el final de la perforación. El sondeo del Arroyo del Cerezo es surgente tras períodos de elevada recarga (Fig. 6.22A) y permanece en estas condiciones durante varias semanas.

En las inmediaciones del manantial de Cañamero (M-26) (Figs. 6.1 y 6.2A), se encuentran los sondeos denominados Serrato-1 y -2 (S-41 y P-10, este último es un piezómetro), separados 26 metros entre sí. El primero (S-41) tiene una profundidad de 90 m (Fig. 4.3). Durante su perforación se intersectaron 33 m de margocalizas cretácicas y, por debajo, 57 m de calizas jurásicas. En el tramo comprendido entre 57 y 79 m no se recuperó detritus, debido al flujo del agua subterránea. El segundo sondeo (P-10; Fig. 6.22B), también cuenta con 90 m de profundidad y su columna litológica es similar a la del anterior. Sin embargo, el tramo en el que no se recuperó detritus es el comprendido entre 18 y 33 m. No se puede precisar con exactitud la profundidad a la que se perforó el contacto entre margocalizas cretácicas y calizas jurásicas. En ambos sondeos, el nivel piezométrico ascendió a medida que se perforaba el acuífero de calizas jurásicas. Los dos sondeos ubicados en esta zona de descarga del acuífero son surgentes, tras períodos de recarga abundante.

En el entorno del manantial del Barranco de Palomeras (M-20) (Figs. 6.1 y 6.2B), se localiza una batería de tres piezómetros, emplazados a escasos metros entre sí (Tab. 4.2 y Figs. 6.22C y 6.23): Palomeras-1 (P-8), Palomeras-2 (P-6) y Palomeras-3 (P-7), con 380, 172 y 220 m de profundidad, respectivamente.

A lo largo de la perforación del sondeo Palomeras-1 (P-8, en las figuras 4.3 y 6.22C y 6.23), se atravesaron, en orden descendente, 170 m de calizas jurásicas, 165 m de margas y margocalizas cretácicas y 45 m de calizas jurásicas. En las calizas jurásicas, generalmente masivas, se detectaron una serie de tramos más fracturados a las siguientes profundidades (m): 35-40, 65-70, 75-80, 120-125 y 130-135. Los caudales de retorno estimados durante la perforación estuvieron comprendidos entre 6 (37 m) y 35 l/s (360 m). No obstante dichos caudales comenzaron a ser del orden de 15-20 l/s a partir de 70 m. La columna litológica del sondeo Palomeras-1 pone de manifiesto la complejidad de la estructura geológica del dominio Subbético Interno occidental o Penibético, a escala local (Fig. 6.23), en contraposición al estilo tectónico regional (Fig. 6.2, corte hidrogeológico B-B'). Así, el sondeo está perforado en un pequeño afloramiento calizo, aparentemente desconectado (en la vertical) de la potente formación jurásica infrayacente.

A escasos 5 m al S del anterior, se localiza el sondeo Palomeras-2 (P-6; Fig. 6.22C), en el que se intersectaron 150 m de calizas del Jurásico y 22 m de margocalizas del Cretácico (Figs. 4.3, 6.1 y 6.23). En este piezómetro se detectó un descenso de nivel piezométrico de aproximadamente 5 m durante la perforación del sondeo Palomeras-1 (P-8).

El sondeo Palomeras-3 (P-7), situado 10 m al O de Palomeras-1 (Figs. 6.1 y 6.22C), fue perforado por la Confederación Hidrográfica del Sur (CHS) y originalmente tuvo 78 m de profundidad, enteramente en calizas jurásicas. En 1994, se reperforó hasta los 220 m de profundidad (DGOH, 1995) y se atravesaron 82 m adicionales de calizas jurásicas, seguidas - en profundidad- de 60 m de margas y margocalizas cretácicas (Figs. 4.3 y 6.23).

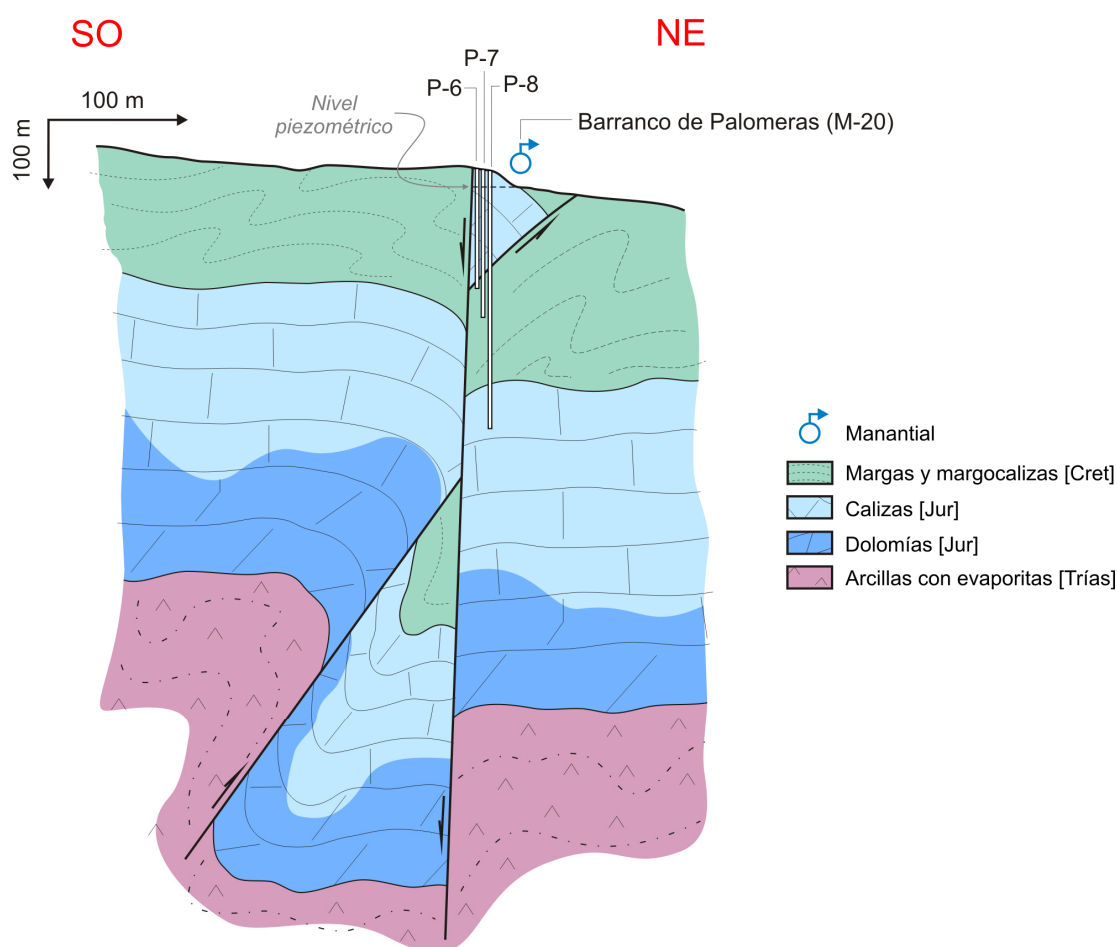


Figura 6.23. Corte hidrogeológico del entorno del manantial del Barranco de Palomeras (M-20), en el que se representan los sondeos Palomeras-1 (P-8), -2 (P-6) y -3 (P-7). Modificado de DGOH-GHUMA (1995).

En el sondeo denominado de Prado Medina (S-40), emplazado en el extremo NO de Sierra Colorado (Figs. 6.1, 6.2A y 6.22D), no se detectó nivel piezométrico durante la perforación (DGOH-GHUMA, 1995), a pesar de que se atravesaron 305 m de calizas jurásicas

(Fig. 4.3). Sin embargo, en períodos de recarga abundante, el sondeo llega a ser surgente (p.e. diciembre a marzo del año 2009/10), con caudales de varios l/s.

En el borde SO de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco, la mayoría de los sondeos y piezómetros inventariados suelen tener una profundidad inferior a 100 m (Tab. 4.2) e intersectan las calcarenitas que constituyen el acuífero detrítico mioceno de la Depresión de Ronda (Figs. 6.1 y 6.2D). Este es el caso, entre otros muchos, de los piezómetros de Coca (P-1) y de los Pescadores (P-2) (véase situación en el mapa hidrogeológico adjunto), localizados entre 2,3 y 3 km al S del manantial de la Ventilla (M-16). No obstante, la información existente sobre la columna litológica que intersectan los sondeos del borde occidental y el acabado de los mismos es escasa, debido a que generalmente no se controlaron durante la perforación.

Por otro lado, existen sondeos o piezómetros, como los de Navetas-1 (S-4) y -2 (P-4), con 148 y 200 m de profundidad (Tab. 4.2, Fig. 6.1 y mapa hidrogeológico anexo), perforados enteramente en afloramientos de calizas jurásicas del acuífero que están cubiertos por calcarenitas miocenas (Fig. 6.1). Otros sondeos (S-14, S-15, S-16 y S-24), con profundidades similares, atraviesan a los materiales miocenos, generalmente en las primeras decenas de metros, hasta alcanzar las calizas y dolomías jurásicas en profundidad. Los datos de transmisividad obtenidos a partir de pruebas de bombeo realizadas en los sondeos de Ascari-1 (S-14) y de Ascari-2 (S-15), cuya situación puede verse en la figura 6.1, están comprendidos entre 130 y 150 m²/d (Ferrándiz 48 G.I.A. S.L., 2004), respectivamente.

La información procedente de la perforación de los sondeos permite constatar la gran heterogeneidad de los acuíferos de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco, con un desarrollo variable de la karstificación según el sector que se considere.

6.3.5.2 Evolución temporal de la piezometría

Se dispone del registro histórico de niveles piezométricos (Fig. 6.24) en los sondeos de Palomeras-2 (P-6), Palomeras-3 (P-7), Palomeras-1 (P-8), Arroyo del Cerezo (P-9) y Serrato-2 (P-10), que se encuentran ubicados en el sector más oriental de las sierras de los Merinos y Colorado (Fig. 6.1). La duración de las series temporales es de marzo de 1996 a noviembre de 2007 en los cuatros primeros sondeos y de noviembre de 2002 a octubre de 2007 en el último. Estos datos han sido facilitados por la DHCMA.

Durante el período de investigación se han medido regularmente los cinco puntos de control (Fig. 6.24), con una periodicidad media variable, entre semanal (Arroyo del Cerezo y Serrato-2) y quincenal (sondeos de Palomeras-2, Palomeras-3 y Palomeras-1). No obstante,

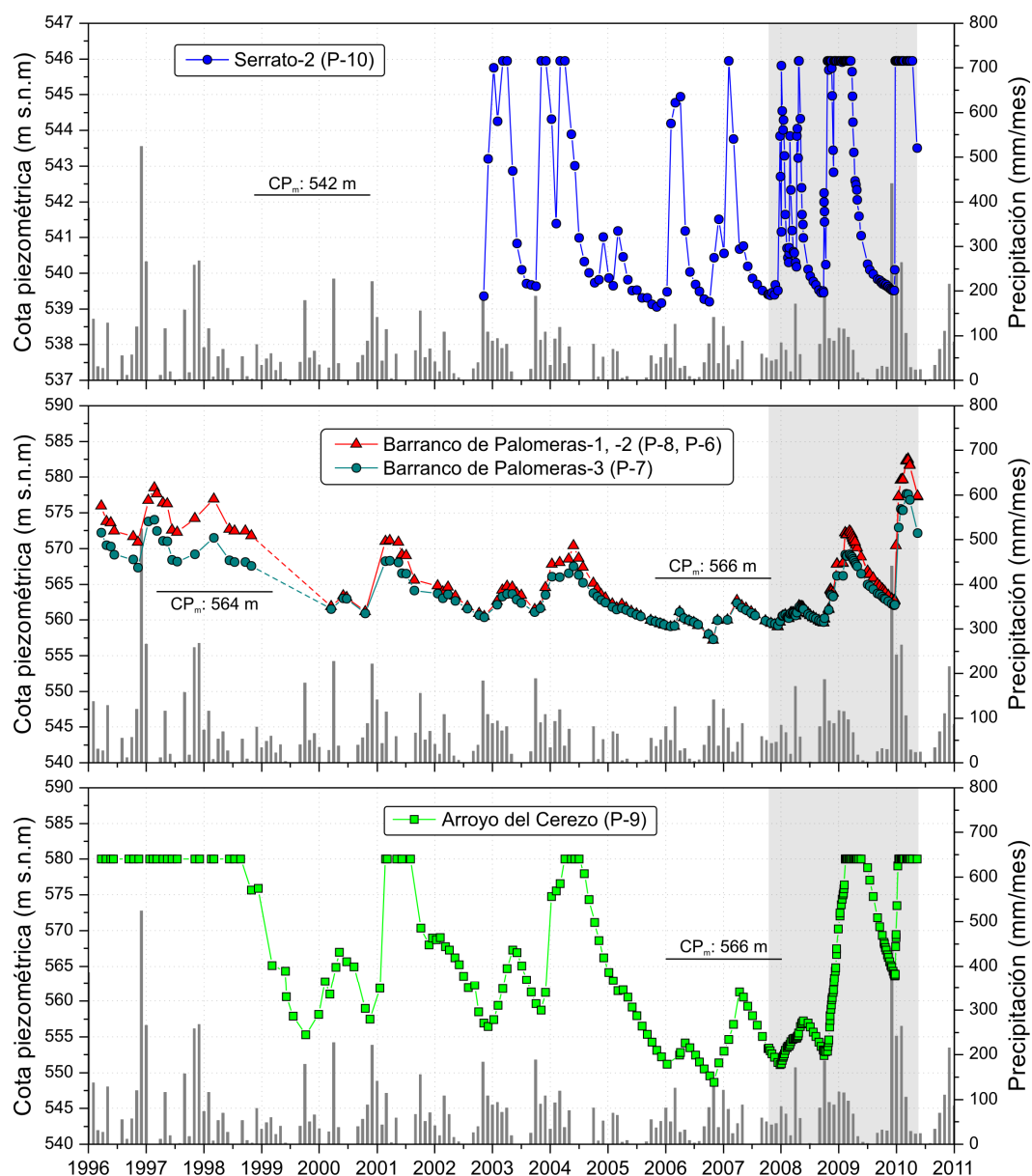


Figura 6.24. Evolución de niveles piezométricos en los principales sondeos de las sierras de los Merinos y Colorado. Datos proporcionados por la DHCMA y obtenidos en el transcurso de la presente investigación (área gris). CP_m : cota piezométrica media. Nótese que, en el gráfico superior, la escala del eje y está ampliada cinco veces con respecto a los demás gráficos.

se han realizado medidas diarias de nivel en condiciones de aguas altas en los sondeos del Arroyo del Cerezo (P-9) y de Serrato-2 (P-10).

Los niveles piezométricos de los sondeos controlados se sitúan entre las cotas medias 542 y 566 m s.n.m. (Fig. 6.24) y son más elevados en el sector acuífero del Barranco de Palomeras-Arroyo del Cerezo. La evolución de los niveles piezométricos se produce en régimen natural, debido a la ausencia de extracciones por bombeo en los acuíferos de las sierras de los Merinos y Colorado.

Las evoluciones piezométricas de los sondeos de Palomeras (P-6, P-7 y P-8) y del Arroyo del Cerezo (P-9) muestran una tendencia hacia cotas más bajas a lo largo del registro, salvo en el período de investigación, durante el cual los niveles se recuperan como consecuencia de las precipitaciones acaecidas (Fig. 6.24). En términos generales, se observa un único ascenso importante de nivel piezométrico en cada año hidrológico (Fig. 6.24). Las variaciones piezométricas de mayor magnitud se registran en el sondeo del Arroyo del Cerezo, mientras que las menores fluctuaciones se producen en el sondeo de Serrato-2 (P-10). En este último, además, se observan las cotas piezométricas más bajas de los acuíferos de las sierras de los Merinos y Colorado (542 m s.n.m. de media; Fig. 6.24), coherentes con la descarga por el manantial de Cañamero (540 m s.n.m.).

Los sondeos del Barranco de Palomeras (P-6, P-7 y P-8) presentan una evolución del nivel piezométrico algo más amortiguada que el resto, con variaciones graduales y desfasadas en el tiempo con respecto a los principales eventos de precipitación (Fig. 6.24). La magnitud de los aumentos piezométricos puede superar los 20 m (Palomeras-1). Tanto en el registro histórico como durante el período de control se observa que, por encima de la cota 565 m s.n.m., el nivel piezométrico en los sondeos de Palomeras-1 y Palomeras-2 (representados con la misma simbología en la figura 6.24) asciende con respecto al del sondeo de Palomeras-3. Dicha diferencia de nivel puede ser debida a que los sondeos Palomeras-1 y Palomeras-2 captan flujos subterráneos correspondientes a equipotenciales de mayor cota cuando la recarga es elevada. Esto pone de manifiesto la existencia de flujos verticales ascendentes en la zona de descarga del Barranco de Palomeras.

El sondeo del Arroyo del Cerezo (P-9) muestra cotas y evolución piezométricas que recuerdan a la de los sondeos del Barranco de Palomeras (P-6, P-7 y P-8), aunque las variaciones en el primero son más rápidas y de mayor magnitud que en los segundos (Fig. 6.24). La evolución piezométrica en el sondeo del Arroyo del Cerezo está truncada por encima de la cota 580 m s.n.m., debido al carácter surgente del mismo, por lo que los ascensos piezométricos son mayores que los registrados. El período de surgencia del sondeo se prolonga durante meses e incluso algún año (Fig. 6.24).

Las variaciones piezométricas en el sondeo de Serrato-2 (P-10) se producen de forma rápida (Fig. 6.24), al igual que las fluctuaciones de caudal en la surgencia de Cañamero (M-26). Las crecidas piezométricas están asociadas a los principales eventos pluviométricos, por lo que se observan varios ascensos de cota piezométrica durante cada año hidrológico. No obstante, la evolución piezométrica queda truncada por encima de la cota 546 m s.n.m. -a la que se encuentra el brocal-, debido al funcionamiento surgente (Fig. 6.22B) del sondeo tras períodos de recarga abundante. El período de surgencia puede prolongarse durante varios meses.

La morfología del registro piezométrico de los sondeos de la zona noroccidental refleja, en mayor o menor medida, el grado de confinamiento de los acuíferos (por materiales cretácicos y terciarios), aunque también puede ser indicativa de la ubicación de los sondeos a lo largo de las líneas de flujo. Así, la evolución piezométrica del sondeo de Serrato-2 (Fig. 6.24), con variaciones rápidas y de escasa magnitud y períodos de surgencia, es característica de áreas de descarga de un acuífero karstificado cubierto por una formación de baja permeabilidad. Los sondeos del Barranco de Palomeras (P-6, P-7 y P-8), situados también en una zona de descarga, presenta una piezometría con cambios de nivel algo más lentos (Fig. 6.24), probablemente como consecuencia de la participación de sistemas de flujos de mayor recorrido y más profundos, relacionados con un sector acuífero menos karstificado. El compartimento piezométrico del sondeo del Arroyo del Cerezo (P-9) sería el de un sector acuífero confinado.

El seguimiento de los niveles piezométricos en el borde SO de los acuíferos (Fig. 6.1) se ha llevado a cabo en tres sondeos próximos al manantial de la Ventilla (M-16). Se cuenta con la serie histórica de niveles de agua subterránea (1980-2002) de los piezómetros de Coca (P-1), Pescadores (P-2) y Navetas-2 (P-4) (véase situación en el mapa hidrogeológico adjunto), que ha sido facilitada por el IGME. La evolución temporal de la piezometría se representa en la figura 6.25.

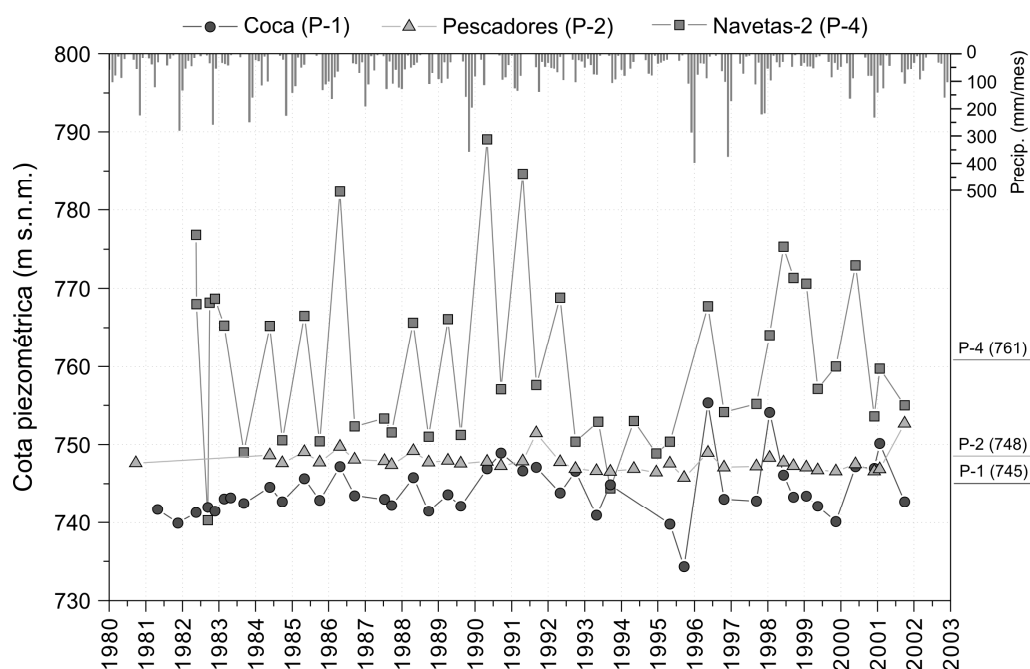


Figura 6.25. Evolución temporal de la cota piezométrica en los sondeos de Coca (P-1), Pescadores (P-2) y Navetas-2 (P-4) durante el período 1980-2002. Los valores entre paréntesis en el lateral derecho del gráfico indican la cota piezométrica media en los distintos sondeos.

Los niveles piezométricos medios en los sondeos (Fig. 6.25) se sitúan entre 745 m s.n.m. (Coca) y 761 m s.n.m. (Navetas-2). La cota piezométrica es más elevada en este último sondeo, emplazado en calizas jurásicas, lo cual es coherente con la descarga subterránea desde los acuíferos carbonáticos hacia la Depresión de Ronda. En dicho sondeo (P-4) se registran las mayores variaciones piezométricas, con más de 49 m de diferencia entre los niveles mínimo y máximo, mientras que en el piezómetro de Pescadores (P-2) se han medido las menores fluctuaciones de nivel (8 m), probablemente debido a que sólo intersecta calcarenitas miocenas de la Depresión de Ronda.

Si se comparan los niveles piezométricos del sondeo Navetas-2 y la descarga histórica del manantial de la Ventilla (M-16), se aprecia una correlación significativa ($R^2 = 0,82$) entre ambas variables hidrodinámicas (Fig. 6.26), de acuerdo con la relación hidrogeológica que presumiblemente existe entre el acuífero jurásico, emplazado a pocos metros de profundidad, y la surgencia.

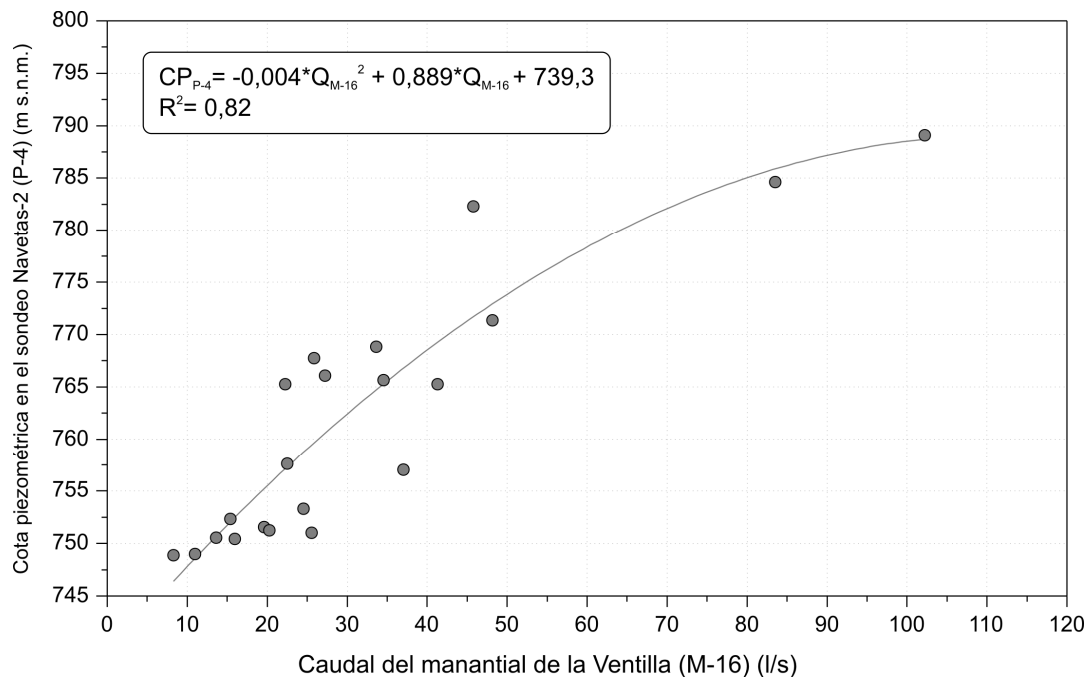


Figura 6.26. Relación entre la cota piezométrica en el sondeo Navetas-2 (P-4) y el caudal de descarga del manantial de la Ventilla (M-16) durante el período comprendido entre 1982 y 2002. Datos proporcionados por el IGME.

6.3.5.3 Parámetros hidráulicos

A partir de la interpretación de las pruebas de bombeos escalonados realizadas en los sondeos perforados principalmente en el entorno de varias surgencias de las sierras de los Merinos y Colorado (DGOH-GHUMA, 1995), se han estimado algunos parámetros hidráulicos de los acuíferos calizo-dolomíticos jurásicos. La información resultante

corresponde fundamentalmente a los descensos producidos por los bombeos y al caudal específico de cada sondeo. Además, se aportan datos de parámetros físico-químicos (CE, temperatura y pH) controlados durante y después de las pruebas de bombeo. Sin embargo, otros parámetros hidráulicos, como los valores de transmisividad y los coeficientes de almacenamiento, se han desestimado a causa de las grandes limitaciones que presenta la aplicación convencional de soluciones analíticas a ensayos de bombeo en acuíferos kársticos, mucho más tratándose de bombeos escalonados. Algunas de estas limitaciones se exponen a continuación (Theis, 1935; Hantush, 1956; Papadópulos, 1965, Neuman, 1969):

- Son medios acuíferos heterogéneos, anisótropos, finitos, a veces con el basamento impermeable inclinado y con líneas de flujo raramente horizontales.
- Las pruebas consisten en bombeos escalonados, con escalones de poca duración. Los períodos de recuperación también son cortos.
- Al tratarse de pruebas de bombeo realizadas justo después de la perforación de los sondeos, dichas actuaciones favorecen el desarrollo de la captación (limpieza de finos en los conductos kársticos y en las fracturas).
- En varios sondeos, la propia captación hace las funciones de piezómetro de control durante los bombeos, lo que reduce al mínimo las interpretaciones.

6.3.5.3.1 Ensayos de bombeo en los sondeos de Palomeras-3 (P-7) y -1 (P-8)

Las pruebas de bombeo efectuadas en el sondeo de Palomeras-3 se llevaron a cabo antes de su reperforación, cuando tenía 78 m de profundidad. El ensayo se realizó entre el 1 y el 4 de julio de 1994 (período seco) y consistió en cuatro escalones con caudales de bombeo progresivamente más elevados, seguidos de un período de recuperación. Los niveles dinámicos se controlaron en el propio sondeo. Los principales resultados del ensayo se presentan en la tabla 6.8.

Trascurridas 42 horas de bombeo (durante el último escalón), cuando el caudal era máximo (35 l/s), se registró el mayor descenso medido, que fue de 52,08 m (Tab. 6.8 y Fig. 6.27). Una vez comenzó la recuperación, el nivel piezométrico ascendió rápidamente y, al cabo de tan sólo 8 horas, el descenso residual registrado fue de 0,58 m. El caudal específico calculado es de 0,7 l/s · m, valor éste relativamente bajo si se considera que el sondeo está en una zona de descarga (Custodio y Llamas, 1983), generalmente más transmisiva que el resto del acuífero.

Tipo de prueba	Caudal [l/s]	Duración [horas]	Profundidad de nivel piez. [m]	Descenso [m]
Nivel inicial	0	0	22,4	0
Escalón 1	8	3,5	29,63	7,23
Escalón 2	16	8	36,74	14,34
Escalón 3	30	30	61,3	38,9
Escalón 4	35	0,5	74,48	52,08
	34	1,5	70,17	47,77
	34,5	21,5	70,26	47,86
Recuperación	0	8	22,98	0,58

Tabla 6.8. Principales resultados del ensayo de bombeo llevado a cabo en el sondeo Palomeras-3 (P-7), entre los días 1 y 4 de julio de 1994.

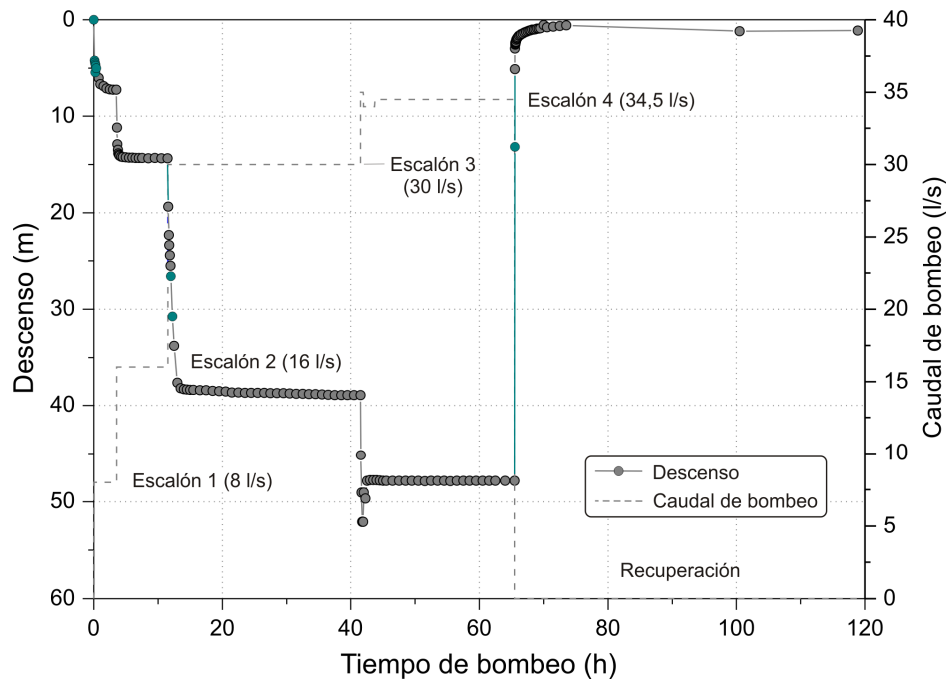


Figura 6.27. Evolución de los descensos piezométricos en el sondeo Palomeras-3 (P-6), durante la prueba de bombeo realizadas entre los días 1 y 4 de julio de 1994.

Además de las medidas de nivel piezométrico realizadas durante el ensayo de bombeo, se controlaron los principales parámetros físico-químicos del agua, aunque no se apreciaron variaciones significativas. Los valores medios de conductividad eléctrica (CE), temperatura y pH fueron, respectivamente, 511 $\mu\text{S}/\text{cm}$, 16,5 $^{\circ}\text{C}$ y 7,45.

El segundo ensayo de bombeo, efectuado en el sondeo de Palomeras-1 (P-8) el día 04/08/1994, días después de su perforación, constó de tres escalones con caudales de bombeo progresivamente más elevados, seguidos de 8 horas de recuperación. El sondeo de Palomeras-3 (P-7), situado a 10 m del anterior, se utilizó como piezómetro de control,

además de medir el nivel piezométrico en el propio sondeo (Palomeras-1). En la tabla 6.9 se resumen los datos referentes a los caudales de bombeo, la duración de los escalones, así como el nivel piezométrico y los descensos totales en cada sondeo, al final de cada escalón.

Los descensos registrados en el sondeo de Palomeras-1 fueron progresivamente mayores que en el piezómetro de control próximo (Palomeras-3), a medida que se desarrolló la prueba de bombeo (Tab. 6.9 y Fig. 6.28). Los descensos máximos, con respecto al nivel estático inicial y para un caudal de bombeo de 45 l/s (tercer escalón) fueron 74,79 m en el sondeo de Palomeras-1 y 8,96 m, en el de Palomeras-3. En la recuperación, al cabo del primer minuto, el nivel piezométrico subió 49,2 m en Palomeras-1 y 1,5 m en Palomeras-3, mientras que, tras 8 horas sin bombeo, los descensos residuales fueron 1,07 m y 0,9 m, respectivamente. El caudal específico obtenido en el sondeo de Palomeras-1 es de 0,6 l/s · m, valor relativamente similar al obtenido en el sondeo de Palomeras-3, en el ensayo de bombeo anteriormente descrito, lo que pone de manifiesto una permeabilidad relativamente baja de las calizas jurásicas en el Barranco de Palomeras. Estos resultados podrían indicar un bajo desarrollo de la karstificación en este sector del acuífero. Por tanto, el rendimiento de las perforaciones en esta zona no mejora conforme se aumenta la profundidad.

Tipo de prueba	Caudal [l/s]	Duración [horas]	Prof. de nivel piez. [m]		Descenso [m]	
			Palomeras-1 *	Palomeras-3	Palomeras-1 *	Palomeras-3
Nivel inicial	0	0	23,48	23,59	0	0
Escalón 1	15	13	30,64	25,75	7,16	2,16
Escalón 2	30	25	47,98	28,74	24,5	5,15
Escalón 3	45	26	98,27	32,55	74,79	8,96
Recuperación 1	0	8	24,51	24,49	-1,07	-0,9
Recuperación 2	0	240	23,67	23,74	-0,19	-0,15

Tabla. 6.9. Principales resultados de la prueba de bombeo y de la recuperación realizados en el sondeo Palomeras-1 (P-8) a partir del día 04/08/1994. (*) Punto de bombeo.

Durante la prueba de bombeo, se llevaron a cabo medidas de conductividad eléctrica (CE), temperatura y pH del agua en el sondeo de Palomeras-1 (P-8). Los valores de la mayoría de parámetros físico-químicos apenas variaron, a excepción de la temperatura del agua, comprendida entre 16,7 y 17,4 °C, que aumentó a medida que progresaba el bombeo, debido probablemente a la extracción de agua más profunda del acuífero. Los valores medios de CE y pH fueron 512 µS/cm y 7,49, similares a los obtenidos en el ensayo de bombeo del sondeo Palomeras-3 (P-7).

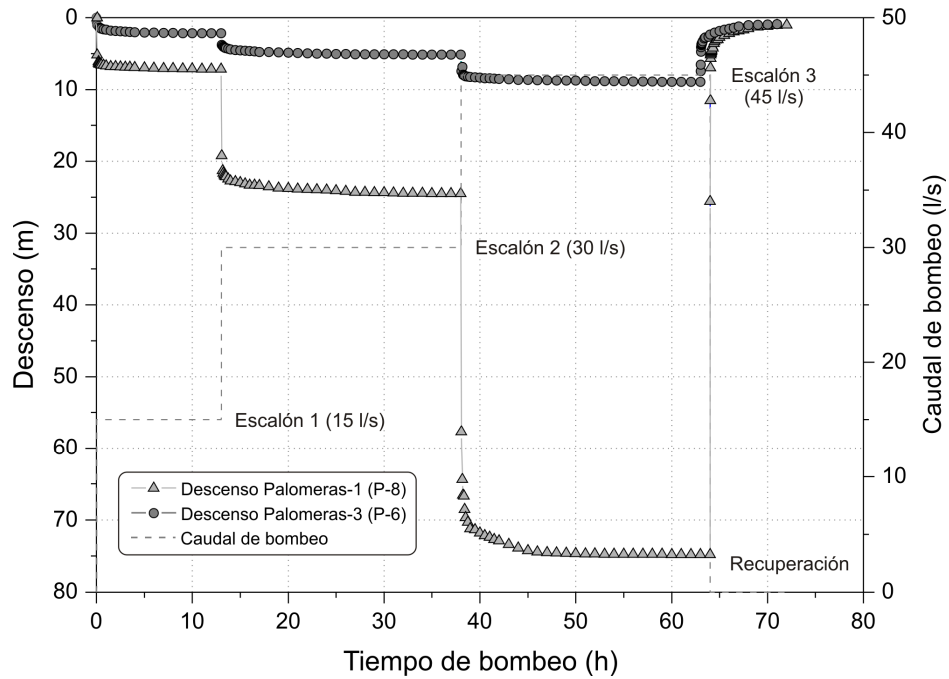


Figura 6.28. Evolución de los descensos piezométricos en los sondeos Palomeras-1 (P-8), en el que se llevó a cabo el ensayo de bombeo (4 de agosto de 1994), y Palomeras-3 (P-7), utilizado como piezómetro de control.

Con objeto de comprobar el grado de afección de los bombeos sobre el caudal del manantial más próximo al sondeo, que drena el sector oriental de la sierra de los Merinos, se realizaron aforos periódicos en la surgencia del Barranco de Palomeras (M-20) antes, durante y después de las pruebas de bombeo. La extracción de agua subterránea en los sondeos de Palomeras-1 (P-8) y de Palomeras-3 (P-7) afecta directamente al régimen hidrodinámico de la surgencia, de forma que los caudales del manantial disminuyeron en cada una de las pruebas. Durante el bombeo en el sondeo de Palomeras-1, la surgencia se agotó por completo. Sin embargo, cuando cesaron los bombeos, al cabo de varios días, los caudales retornaron a los valores previos al ensayo. Todo lo anterior permite relacionar, desde el punto de vista hidráulico, la surgencia y el acuífero carbonático que captan los sondeos del Barranco de Palomeras (Palomeras-1, Palomeras-2 y Palomeras-3).

6.3.5.3.2 Ensayo de bombeo del sondeo del Arroyo del Cerezo (P-9)

Tras la perforación del sondeo, se llevó a cabo una prueba de aforo, el 4 de octubre de 1994, consistente en tres escalones de bombeo con caudales progresivamente crecientes (10, 20 y 30 l/s) y la consiguiente recuperación. En la tabla 6.10 se recogen los principales resultados de la prueba, que se representan en la figura 6.29.

El descenso máximo medido en el punto de bombeo fue 118,36 m, para un caudal continuo de 30 l/s (Tab. 6.10 y Fig. 6.29). La recuperación de los niveles piezométricos después de 47 horas de bombeo, fue tan rápida como en los ensayos anteriormente

descritos, con un ascenso de 43,5 m pasado un minuto a partir de la parada de la bomba. El descenso residual (con respecto al nivel estático inicial) se estimó en 0,64 m al cabo de seis horas. El caudal específico estimado en el sondeo es de 0,25 l/s · m. De este valor, parece deducirse que el sector acuífero que capta el sondeo del Arroyo del Cerezo (P-9) muestra un bajo desarrollo de la karstificación.

Tipo de prueba	Caudal [l/s]	Duración [horas]	Profundidad de nivel piez. [m]	Descenso [m]
Nivel inicial	0	0	19,55	0
Escalón 1	10	13	40,01	20,46
Escalón 2	20	10	69,14	49,59
Escalón 3	30	24	137,91	118,36
Recuperación	0	6	20,19	0,64
Recuperación (cont.)	0	284	19,99	0,44

Tabla 6.10. Principales resultados de la prueba de bombeo realizada en el sondeo del Arroyo del Cerezo (P-9), entre los días 4 y 6 de octubre de 1994.

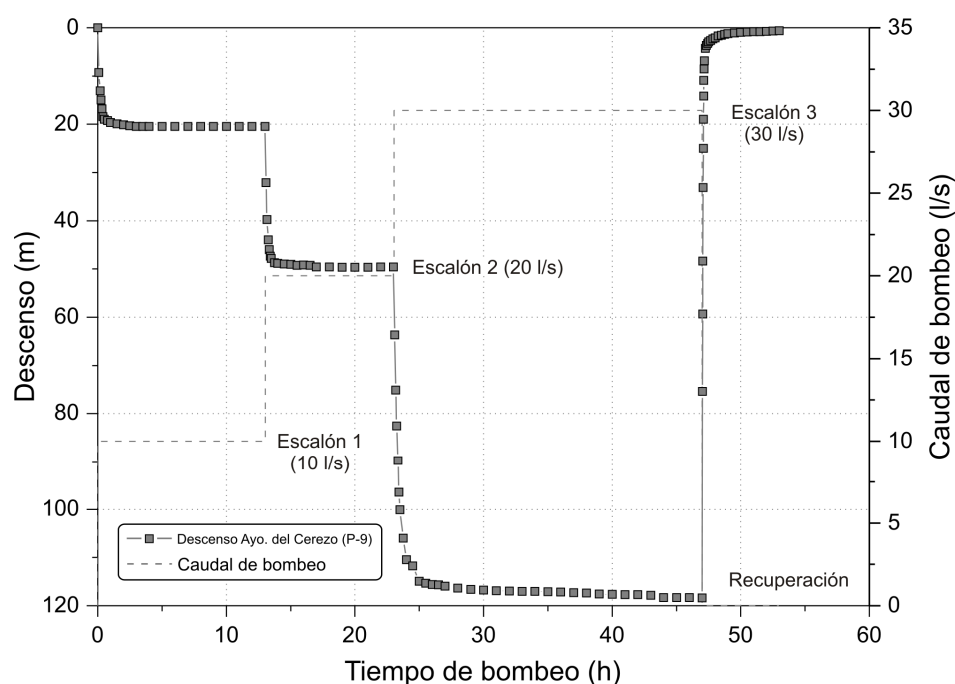


Figura 6.29. Evolución de los descensos piezométricos en el sondeo del Arroyo del Cerezo (P-9) durante el ensayo de bombeo efectuado los días 4, 5 y 6 de octubre de 1994.

Los valores medios de CE, temperatura y pH del agua bombeada durante el ensayo fueron, respectivamente, 785 $\mu\text{S}/\text{cm}$, 17,0 $^{\circ}\text{C}$ y 7,23.

Se controlaron los caudales de los manantiales del Barranco de Palomeras (M-20) y de Cañamero (M-26) durante la prueba de bombeo, para verificar la posible afección del

aforo del sondeo del arroyo del Cerezo (P-9) sobre los principales puntos de descarga del acuífero. El régimen hidrodinámico de las dos surgencias no se vio afectado por la extracción de caudal en el sondeo.

6.3.5.3.3 Ensayos de bombeo de los sondeos de Serrato-1 (S-41) y -2 (P-10)

En los sondeos ubicados en la zona de descarga del manantial de Cañamero (M-26), se llevaron a cabo dos ensayos de bombeo: una prueba en el sondeo Serrato-1 (de 90 metros de profundidad), con la bomba de impulsión localizada a dos profundidades distintas; y otro, de forma conjunta, en los sondeos Serrato-1 y Serrato-2 (bombeo con caudales elevados), para estimar la respuesta hidrodinámica de este sector acuífero ante un régimen de explotación continuado.

La primera prueba de bombeo, en el sondeo de Serrato-1, se efectuó durante el día 25 de enero de 1995, con la bomba situada a 29 m de profundidad. Se trató de una prueba preliminar, de corta duración (30 minutos), con cuatro escalones de bombeo y un período de recuperación (15 minutos), cuyos detalles se recogen en la tabla 6.11.

Tipo de prueba	Caudal [l/s]	Duración [min]	Profundidad de nivel piez. [m]	Descenso [m]
Nivel inicial	0	0	2,43	0
Escalón 1	110	10	9,17	6,74
Escalón 2	135	10	14,63	12,2
Escalón 3	180	5	14,7	12,27
Escalón 4	200	5	18,31	15,88
Recuperación	0	15	2,55	0,12

Tabla 6.11. Principales resultados de la prueba de bombeo de corta duración realizado en el sondeo Serrato-1 (S-41), el día 25 de enero de 1995.

El valor estimado del caudal específico, de 12,6 l/s · m, aunque poco fiable por la duración del bombeo, da una idea de los elevados caudales de explotación, en torno a 200 l/s, que generarían unos descensos de en torno a 16 m (Tab. 6.11). Transcurrido un minuto de la parada de las bombas, el nivel piezométrico ascendió 15,60 m y, al cabo de 16,5 h, retornó al nivel estático inicial (2,43 m), por lo que los niveles se recuperaron por completo. Todo lo anterior permite constatar el elevado desarrollo de la karstificación de las calizas jurásicas en este sector acuífero.

La segunda prueba preliminar en el sondeo de Serrato-1 (S-41) se realizó el día 26 de enero de 1995, con el equipo de impulsión situado a mayor profundidad (43 m), y se prolongó durante 5,5 horas. Los principales resultados de la prueba se resumen en la tabla 6.12 y se representan en la figura 6.30.

Tipo de prueba	Caudal [l/s]	Duración [horas]	Profundidad de nivel piez. [m]	Descenso [m]
Nivel inicial	0	0	2,43	0
Escalón 1	200	3	18,47	16,04
Escalón 2	250	2,5	25,55	23,12
Recuperación	0	3,5	2,76	0,33

Tabla 6.12. Principales resultados de la prueba de bombeo preliminar realizada en el sondeo Serrato-1 (S-41) durante el día 26 de enero de 1995.

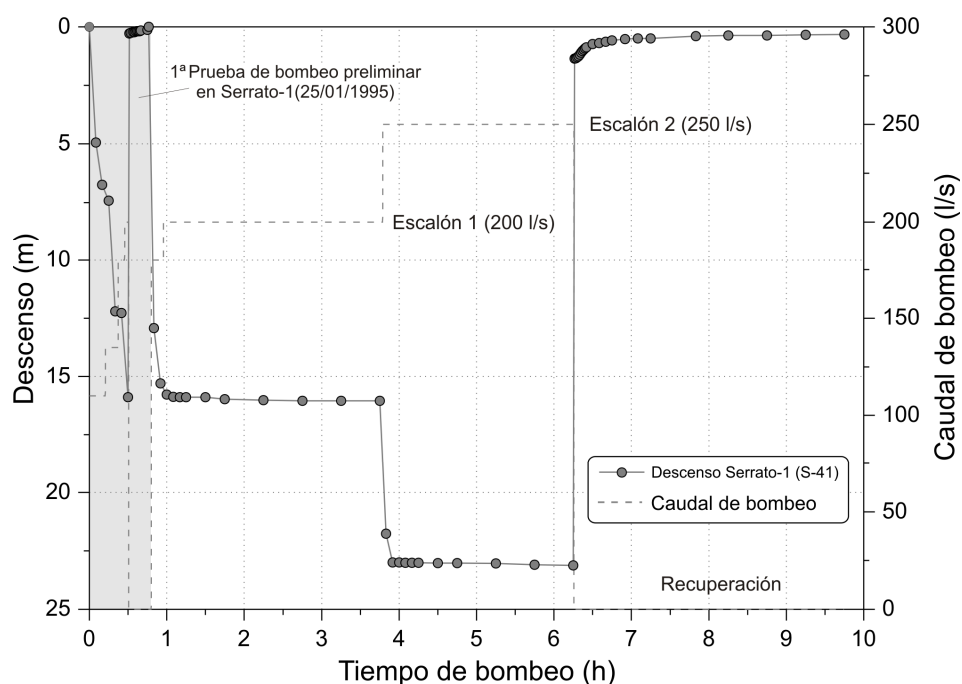


Figura 6.30. Evolución de los descensos piezométricos en el sondeo Serrato-1 (S-41) durante las pruebas de bombeo preliminares efectuadas los días 25 y 26 de enero de 1995.

El ensayo bombeando conjuntamente en los sondeos de Serrato-1 (S-41) y Serrato-2 (P-10) se llevó a cabo los días 8 y 9 de marzo de 1995 (Tab. 6.13 y Fig. 6.31). Minutos antes de esta prueba, se realizó otra preliminar, de corta duración (30 min), en el sondeo de Serrato-2, para optimizar los caudales de extracción en este último. Los escalones de bombeo, la duración de cada uno de ellos, el nivel dinámico y los descensos totales para cada escalón se sintetizan en la tabla 6.13.

Tipo de prueba	Sondeo Serrato-1 (S-41)				Sondeo Serrato-2 (P-10)			
	Caudal [l/s]	Duración [horas]	Profundidad de nivel piez. [m]	Descenso [m]	Caudal [l/s]	Duración [horas]	Profundidad de nivel piez. [m]	Descenso [m]
Nivel inicial	-	-	-	-	0	0	2,81	0
Escalón 1	-	-	-	-	100	0,25	3,91	1,1
Escalón 2	-	-	-	-	200	0,25	5,27	2,46
Nivel inicial	0	0	2,2	0	0	0	2,93	0
Escalón 1	200	0,5	17,46	15,26	250	1	7,57	4,64
Escalón 2	215	2,5	18,33	16,13	300	1,25	14,87	11,94
Escalón 3	260	13,5	27,94	25,74	330	0,25	15,41	12,48
Escalón 4	-	-	-	-	400	13,5	18,87	15,94
Recuperación	0	1	3,72	1,52	0	1	6,17	3,36
Recuperación (cont.)	0	25	2,41	0,21	0	25	3,06	0,25

Tabla 6.13. Principales resultados de las pruebas de bombeo realizadas conjuntamente en los sondeos Serrato-1 (S-41) y Serrato-2 (P-10) los días 8 y 9 de marzo de 1995. Además, se aportan datos de la prueba de bombeo previa, de corta duración, en el sondeo Serrato-2.

Se bombearon conjuntamente hasta 660 l/s en ambos sondeos, que generaron una depresión piezométrica máxima de 25,74 m en el sondeo Serrato-1 (Tab. 6.13 y Fig. 6.31). La recuperación, aunque no fue completa, se produjo rápidamente, si bien algo más en el sondeo de Serrato-1 que en el de Serrato-2. El caudal específico del sondeo de Serrato-1 es 10,1 l/s · m, mientras que en el de Serrato-2 es 25,1 l/s · m. El mayor valor de caudal específico del sondeo Serrato-2 puede deberse a la gran afluencia de agua en el tramo de 18 a 33 m, en el que no se recuperó detritus durante la perforación (Fig. 4.3).

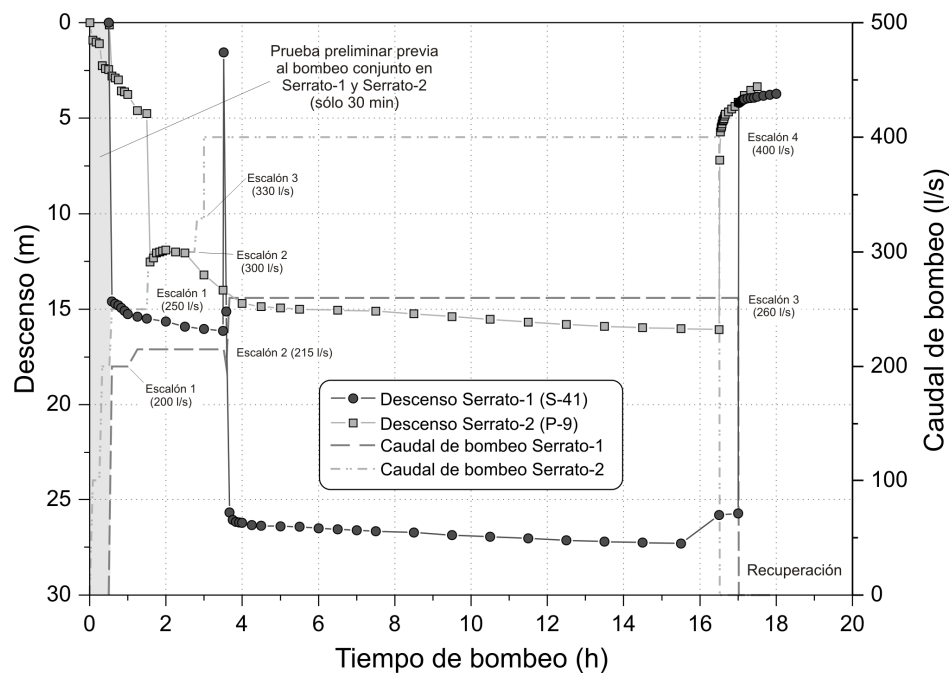


Figura 6.31. Evolución de los descensos piezométricos en los sondeos Serrato-1 (S-41) y Serrato-2 (P-10) durante el ensayo de bombeo realizado conjuntamente en ambos sondeos los días 8 y 9 de marzo de 1995.

El régimen hidrodinámico del manantial de Cañamero (M-26) se ve claramente afectado por los bombeos en los sondeos de Serrato-1 (S-41) y Serrato-2 (P-10), tanto de forma individual como conjuntamente (Figs. 6.30, 6.31 y 6.32). Los aforos realizados en la surgencia durante las pruebas de bombeo en el sondeo de Serrato-1 (escalón de 200 l/s), ponen de manifiesto que aproximadamente tras 1 hora de bombeo, el caudal se reduce a la mitad. Con caudales de bombeo de 250 l/s en este mismo sondeo, el manantial se deseca por completo tras 4,5 horas aproximadamente. La recuperación total de los caudales de la surgencia se llevó a cabo en 13 días.

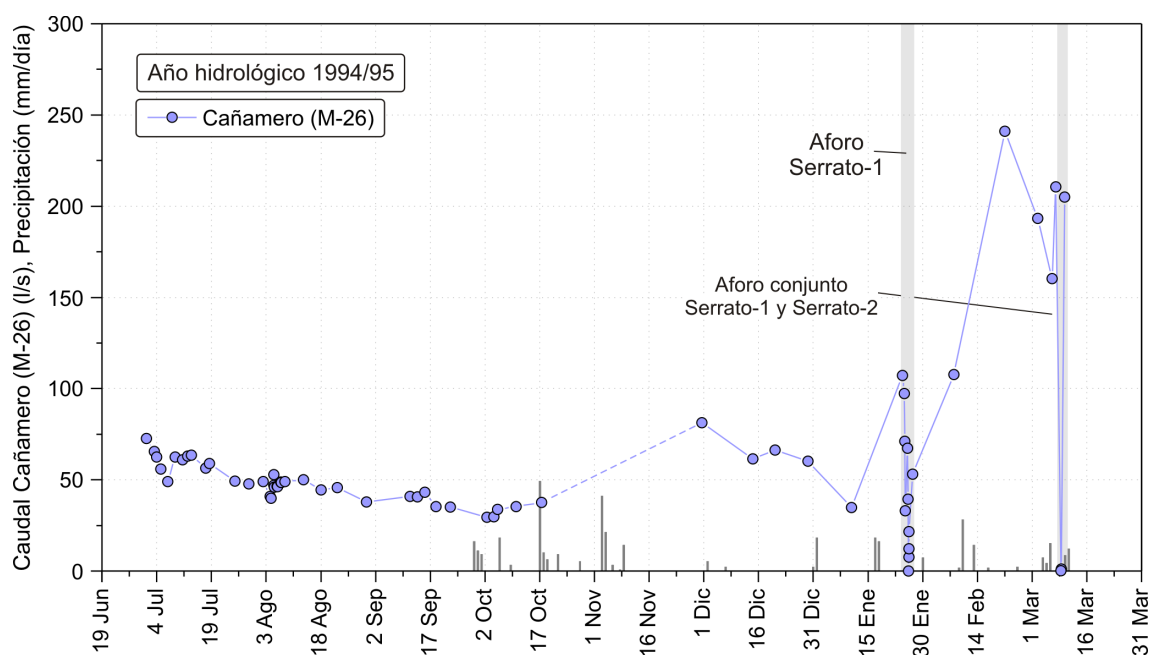


Figura 6.32. Evolución de los caudales drenados por el manantial de Cañamero (M-26) durante los ensayos de bombeo en el sondeo Serrato-1 (S-41) y en los sondeos Serrato-1 y Serrato-2 (P-10) conjuntamente.

Las precipitaciones acaecidas durante el aforo conjunto de los sondeos Serrato-1 (S-41) y Serrato-2 (P-10) enmascararon los tiempos de respuesta de los caudales del manantial de Cañamero (M-26) frente a los bombeos (Fig. 6.32). La recuperación de los caudales, que se produjo en menos de 24 horas tras la finalización del ensayo de bombeo, estuvo igualmente condicionada por las precipitaciones (94 mm, durante febrero y marzo de 1995) caídas antes del aforo conjunto.

6.4 HIDROTERMIA

Durante el período de investigación, se ha llevado a cabo un control periódico de la temperatura del agua subterránea de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco, tanto en manantiales como en sondeos. El registro hidrotérmico en las surgencias de la Ventilla (M-16), Carrizal (M-24) y Cañamero (M-26), además de medidas puntuales (con periodicidad diaria a quincenal), incluye datos medidos en continuo (periodicidad horaria). También se han realizado registros de temperatura del agua en la vertical del sondeo de Palomeras-1 (P-8) en diferentes condiciones hidrodinámicas.

Las características térmicas de las aguas drenadas por las principales surgencias del acuífero son bastante uniformes (Tab. 6.14) y comparables a la temperatura media histórica del aire (15,3 °C) en la estación termopluviométrica de Ronda-OP (véase situación en la figura 3.4). La temperatura media de las aguas subterráneas está comprendida entre 15,2 °C en la surgencia de Prado Medina (M-22) y 15,9 °C en los manantiales de la Ventilla (M-16) y de la Fuentezuela (M-23).

Las aguas de los sondeos considerados (Tab. 6.14) muestran mayor variabilidad hidrotérmica. Los valores medios de temperatura del agua varían entre 15,7 °C (Palomeras-1, P-8) y 16,4 °C (Arroyo del Cerezo, P-9). La temperatura media de las aguas de los sondeos del Arroyo del Cerezo y Prado Medina (S-40), medida exclusivamente en condiciones de aguas altas (cuando los sondeos son surgentes), es ligeramente superior a las del resto de manantiales y sondeos, lo que parece indicar el drenaje de flujos subterráneos que circulan a profundidad relativamente mayor (Andrieux, 1978; Birk *et al.*, 2004; Anderson, 2005).

Los coeficientes de variación de los valores de temperatura del agua de manantiales (Tab. 6.14), generalmente bajos, están comprendidos entre 0,4 % en la surgencia del Carrizal (M-24) y 2,5 % en la del Barranco de Palomeras (M-20). Por otro lado, el registro hidrotérmico del sondeo del Arroyo del Cerezo (P-9) muestra un coeficiente de variación del 0,5 %, próximo al valor mínimo calculado de los manantiales. Estos valores son los más bajos de todos los acuíferos investigados en la presente Tesis Doctoral.

Los parámetros estadísticos de las series de datos de temperatura del agua (Tab. 6.14), registrados tanto de forma manual como mediante *datalogger*, son relativamente parecidos. Ello pone de manifiesto que las medidas se han realizado de forma correcta, con una periodicidad adecuada.

Tipo	Denominación (Referencia)	Altitud/Prof. [m s.n.m.]	Período de registro	Tipo de registro	Nº de medidas	Tmáx. [°C]	Tmed. [°C]	Tmín. [°C]	Amplitud [°C]	cv [%]
Manantial	Ventilla (M-16)	740	jul-07 a may-10	P	152	17	15,7	14,2	2,8	2,3
			jul-07 a may-10	C	12.498	16,1	15,9	14,9	1,2	1,6
	Bco. de Palomeras (M-20)	560	jul-07 a may-10	P	64	17,1	15,8	14,6	2,5	2,5
	Prado Medina (M-22)	660	dic-09 a mar-10	P	12	15,9	15,2	14,8	1,1	2,3
	Fuentezuela (M-23)	745	feb-09	P	4	16	15,9	15,9	0,1	-
	Carrizal (M-24)	740	jul-07 a may-10	P	151	16,3	15,8	15,6	0,7	0,5
			ago-07 a feb-10	C	7.671	16	15,7	15,7	0,3	0,4
	Cañamero (M-26)	540	jul-07 a may-10	P	174	16,1	15,4	14,8	1,3	2,1
			jul-07 a jun-10	C	24.010	16,2	15,5	14,8	1,4	2,1
Sondeo	Palomeras-1 (P-8)	380	feb-09 a may-10	P	7	16,5	15,7	13,2	3,3	-
	Arroyo del Cerezo (P-9)	250	feb-09 a may-10	P	35	16,5	16,4	16,2	0,3	0,5
	Prado Medina (S-40)	305	dic-09 a ene-10	P	4	16,1	16,1	16	0,1	-

Tabla 6.14. Temperatura de las aguas de los principales manantiales y sondeos de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco durante el período de investigación. El registro hidrotérmico puede ser puntual (P) o continuo (C).

La evolución de la temperatura de las aguas (Fig. 6.33), de los manantiales y del sondeo (Arroyo del Cerezo, P-9) considerados, muestra diferentes patrones de comportamiento. En el manantial de Cañamero (M-26), las variaciones de este parámetro están relacionadas, en parte, con las oscilaciones estacionales de la temperatura ambiental, aunque los cambios hidrotérmicos más significativos se producen con la llegada del período de recarga de otoño-invierno. La disminución de la temperatura del agua, así como la rapidez con la que tiene lugar, son proporcionales a la magnitud e intensidad de las lluvias que las generan. A medida que avanza el año hidrológico, aumentan progresivamente los valores de temperatura del agua hasta la llegada de las precipitaciones del siguiente año hidrológico.

Las variaciones de temperatura del agua del manantial de Cañamero (Fig. 6.33) denotan la existencia de conductos kársticos bien desarrollados, que permiten la rápida circulación del agua desde las áreas de recarga hasta el punto de descarga y limitan el equilibrio térmico con la roca en profundidad. Sin embargo, el hecho de que el manantial *trop plein* de Prado-Medina (M-22) y del sondeo surgente homónimo (S-40), drenan aguas de mayor temperatura que el manantial principal al que se asocian (Tab. 6.14), el de Cañamero (M-26), ponen de manifiesto que las aguas almacenadas en el acuífero pueden contribuir a sus

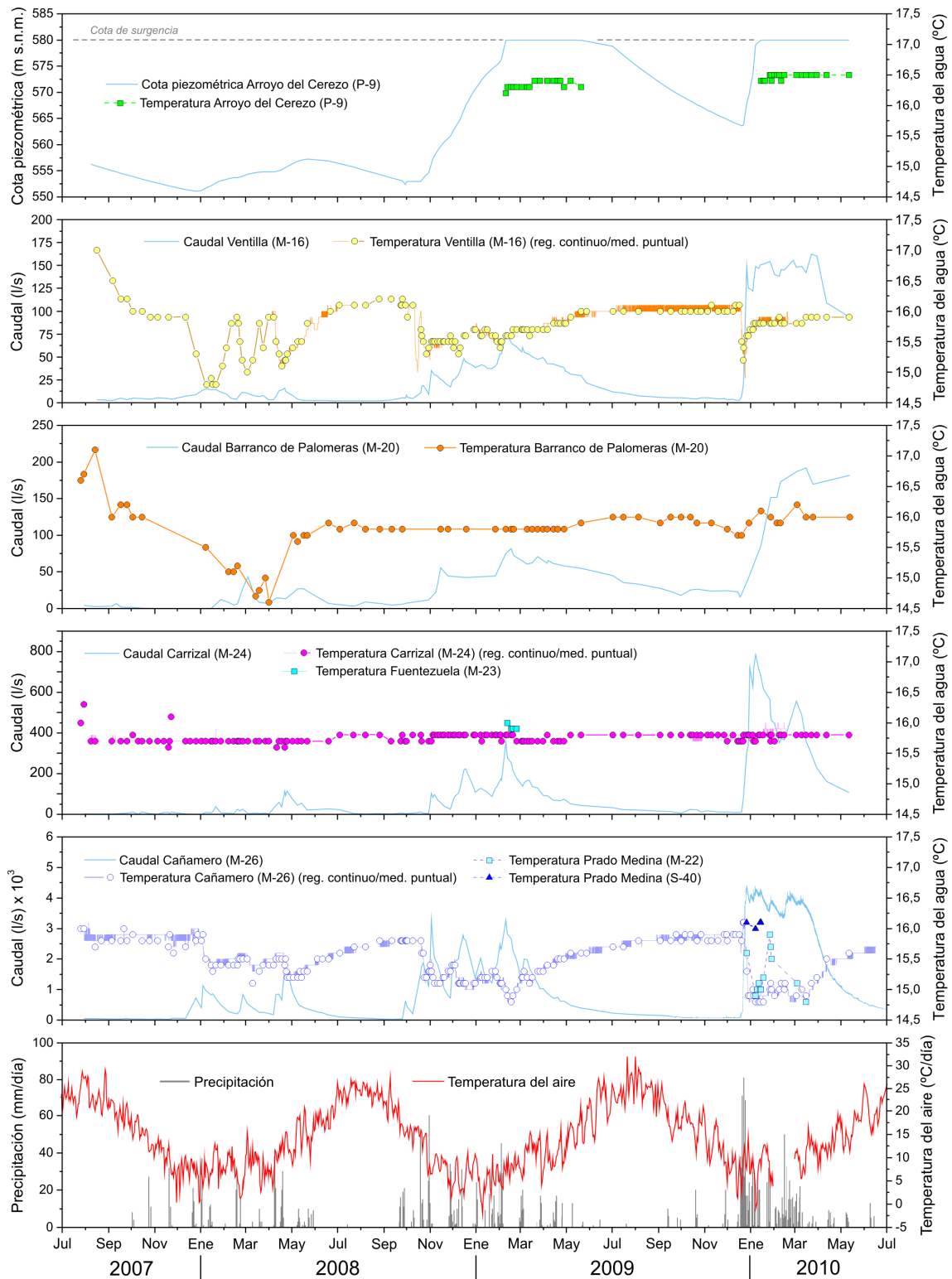


Figura 6.33. Evolución de la temperatura del agua drenada por los principales manantiales de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco, y por el sondeo del Arroyo del Cerezo (P-9) -cuando es surgente-, durante el período de investigación. Los registros de precipitación y temperatura del aire corresponden a los de las estaciones de Cuevas del Becerro y de Ronda-CSE, respectivamente.

respuestas hidrotérmicas, especialmente en condiciones extraordinarias de recarga (p.e. precipitaciones de otoño e invierno de 2009/10).

Los cambios hidrotérmicos registrados en el manantial del Barranco de Palomeras (M-20) muestran un doble comportamiento (Fig. 6.33): en el primer año hidrológico (2007/08) son de cierta magnitud, mientras que durante los dos años siguientes (2008/09 y 2009/10) resultan ser de escasa cuantía. Durante el año hidrológico 2007/08 se produjo un descenso generalizado de la temperatura del agua, que parece estar influenciado más bien por las variaciones de la temperatura del aire. La evolución hidrotérmica del manantial a lo largo del año hidrológico 2008/09 es prácticamente invariante. En el año 2009/10 (Fig. 6.33), tienen lugar ascensos de temperatura del agua de hasta 0,5 °C, que parecen estar condicionados mayoritariamente por la recarga ocurrida durante este período. El sector acuífero drenado por el manantial del Barranco de Palomeras muestra una cierta capacidad de filtro que permite la atenuación de la señal térmica de entrada, lo que podría ser indicativo de un bajo desarrollo de la karstificación.

La evolución de la temperatura del agua del manantial de la Ventilla (M-16) muestra descensos de este parámetro a lo largo del año 2007/08 (Fig. 6.33), con picos más puntiagudos y estrechos, a medida que el evento de recarga es más cuantioso e intenso. Tras cada disminución, la temperatura del agua se recupera progresivamente, hasta alcanzar los valores previos a la recarga. Las respuestas hidrotérmicas registradas a lo largo del año hidrológico 2008/09 (Fig. 6.33) muestran variaciones de menor magnitud. El máximo descenso se produce tras la primera recarga significativa del año (octubre de 2008). Durante el año hidrológico 2009/10 (Fig. 6.33), la crecida provocada por las cuantiosas precipitaciones acaecidas en la región ocasionó un descenso de la temperatura del agua muy marcado, de casi 1 °C, seguido de una rápida recuperación y estabilización. De acuerdo con todo lo anterior, las características hidrotérmicas del manantial de la Ventilla sugieren un desarrollo moderado de la karstificación en el sector acuífero que drena.

En las aguas del manantial del Carrizal (M-24) se registran leves variaciones de temperatura frente a la recarga, de apenas 0,1-0,2 °C (Fig. 6.33). El sector acuífero drenado por la surgencia es capaz de filtrar las fluctuaciones de la temperatura ambiente y las provocadas por la entrada de agua de reciente infiltración al sistema, hasta casi alcanzar la homogeneidad térmica. Las escasas variaciones hidrotérmicas registradas en este manantial son indicativas de un sistema de flujo de tipo difuso, en el que la señal térmica se atenúa a lo largo del flujo del agua hacia el punto de descarga.

Las aguas subterráneas de los sondeos presentan, generalmente, mayores valores de temperatura que las de las surgencias (Tab. 6.14). En el sondeo del Arroyo del Cerezo (P-9), el agua muestra una temperatura prácticamente constante durante los períodos en los

que el sondeo es surgente (Fig. 6.33). No obstante, los valores de temperatura del agua registrados a lo largo del año hidrológico 2009/10, el más húmedo del período de investigación, son ligeramente superiores a los del año precedente, lo que sugiere que el aumento de la recarga, y por consiguiente de carga hidráulica en el acuífero, propicia la circulación de aguas más profundas hacia el sondeo. Este aumento de temperatura también se observa durante el mismo intervalo temporal en el agua del manantial del Barranco de Palomeras (M-20), que se encuentra en el mismo sector acuífero que el sondeo del Arroyo del Cerezo (Barberá *et al.*, 2014).

6.5 HIDROQUÍMICA

6.5.1 Composición química de las aguas. Distribución espacial

La caracterización hidrogeoquímica de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco ha sido objeto de varias comunicaciones y artículos científicos, entre los que destacan los trabajos de Barberá y Andreo (2011), Hartmann *et al.* (2013) y Barberá *et al.* (2014), incluidos en los anexos 1, 2 y 3 de esta Memoria, respectivamente.

La mayoría de las muestras de agua recogidas en los principales manantiales y sondeos de los acuíferos presentan facies hidroquímica bicarbonatadas cálcicas (Fig. 6.34). En el sondeo surgente del Arroyo del Cerezo (P-9), el agua presenta una composición más sulfatada.

A excepción del sondeo del Arroyo del Cerezo (P-9), las aguas subterráneas presentan una baja mineralización (Tab. 6.15) y, al igual que ocurre con el resto de sistemas hidrogeológicos investigados, se debe fundamentalmente a la disolución de los minerales solubles que constituyen las formaciones acuíferas jurásicas, en esencia, calcita y dolomita. Sin embargo, el aumento significativo de la mineralización de las aguas (p.e. en el sondeo del Arroyo del Cerezo), con frecuencia, está asociado al de componentes hidroquímicos tales como SO_4^{2-} , Cl^- y Na^+ (particularmente al primero), que forman parte de los minerales evaporíticos (anhidrita, yeso, halita, etc.) diseminados en las arcillas triásicas de la base del acuífero.

Los valores medios de conductividad eléctrica (CE) de las aguas (Tab. 6.15) difieren según el sector acuífero considerado y están comprendidos entre 353 $\mu\text{S}/\text{cm}$, en el sondeo de Prado Medina (S-40), y 662 $\mu\text{S}/\text{cm}$, en el del Arroyo del Cerezo (P-9). En la mayoría de los manantiales y sondeos, los coeficientes de variación de la conductividad eléctrica son

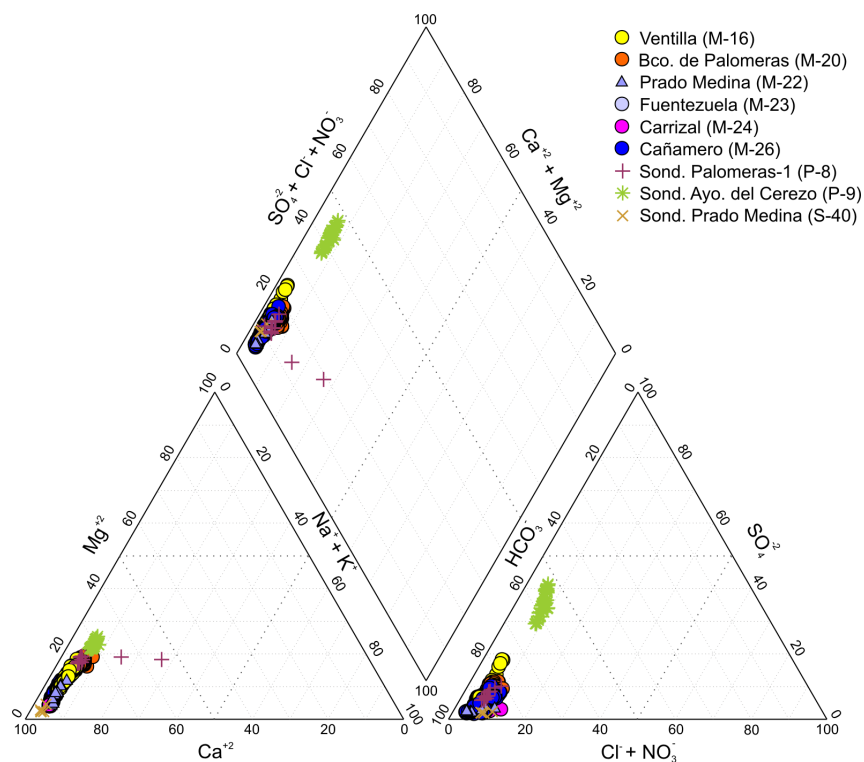


Figura 6.34. Diagrama de Piper en el que se representa la composición química de las aguas drenadas por los principales manantiales y sondeos de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco durante el período de investigación.

inferiores o iguales al 5%, por lo que, según los criterios de Shuster y White (1971 y 1972), los acuíferos tendrían un bajo desarrollo de la karstificación.

Las aguas del sondeo del Arroyo del Cerezo (P-9), las más mineralizadas y con mayor temperatura, muestran los contenidos medios más elevados en la mayoría de componentes hidroquímicos, especialmente de SO_4^{2-} , Mg^{2+} , Cl^- , Na^+ y K^+ (Tab. 6.15). Los valores medios más altos de TAC y las concentraciones más elevadas de Ca^{2+} se detectan en las aguas del manantial de la Ventilla (M-16). Por el contrario, las aguas del sondeo de Prado Medina (S-40), las menos mineralizadas, presentan los valores medios más bajos de gran parte de estos parámetros (Tab. 6.15). Todo ello evidencia la gran diversidad composicional de las aguas que circulan por los acuíferos de la zona noroccidental.

Los contenidos medios de NO_3^- en las aguas muestreadas son generalmente inferiores a 10 mg/l, excepto los de las aguas del sondeo de Prado Medina y de los manantiales del Carrizal (M-24), Fuentezuela (M-23) y Ventilla (M-16), que son superiores, con concentraciones medias de 15,3; 13,9; 13,8 y 10,5 mg/l, respectivamente (Tab. 6.15). Estos valores, algo más elevados que en el resto de aguas, parecen deberse a las actividades agropecuarias que se desarrollan en la zona.

Tipo	Denom. (Ref.)	CE	Temp	pH	COT	TAC	F ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻²	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	logPCO ₂	IS _{CAL}	IS _{DOL}
		[μS/cm]	[°C]														
Manantial	Ventilla (M-16)	<i>n</i>	147	147	147	147	147	147	147	147	147	147	147	147	147	147	147
		<i>mín</i>	480	14,2	6,8	0,07	302	0,0	6,4	5,7	10,8	3,9	0,3	109,7	4,4	-2,22	-0,41
		<i>máx</i>	617	17,0	7,6	0,71	411	0,1	12,6	16,5	58,2	5,2	2,0	150,5	10,2	-1,44	0,51
		<i>med</i>	529	15,7	7,1	0,25	340	0,1	8,9	10,5	21,3	4,6	0,6	124,6	6,1	-1,71	0,01
		<i>cv</i>	6	2	2	44	8	17	12	20	38	7	35	7	18	7	920
	Barranco de Palomeras (M-20)	<i>n</i>	65	65	65	65	65	65	65	65	65	65	65	65	65	65	65
		<i>mín</i>	459	6,2	6,9	0,25	273	0,1	10,7	1,3	16,5	7,1	0,3	75,0	10,7	-2,49	-0,24
		<i>máx</i>	536	17,1	7,9	1,97	340	0,3	17,9	12,0	36,0	8,9	2,1	115,4	16,4	-1,61	0,61
		<i>med</i>	512	15,5	7,3	0,50	317	0,2	13,3	7,7	27,3	8,0	0,7	101,9	14,6	-1,94	0,15
		<i>cv</i>	4	9	2	51	5	13	14	26	16	5	37	6	9	8	94
	Prado Medina (M-22)	<i>n</i>	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12
		<i>mín</i>	357	14,8	7,2	0,35	212	0,0	4,0	1,7	3,9	3,1	0,3	69,3	2,2	-2,31	-0,17
		<i>máx</i>	419	15,9	7,6	0,54	258	0,1	7,1	22,2	7,8	5,1	0,9	96,9	7,6	-1,92	0,25
		<i>med</i>	368	15,2	7,4	0,45	240	0,1	4,7	7,4	5,0	3,6	0,4	80,6	4,3	-2,14	0,07
		<i>cv</i>	5	2	2	12	5	17	20	72	28	16	36	10	32	5	162
	Fuentezuela (M-23)	<i>n</i>	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
		<i>mín</i>	476	15,9	7,2	0,14	297	0,0	8,1	13,3	6,0	4,8	0,3	114,2	3,4	-1,94	0,08
		<i>máx</i>	477	16,0	7,3	0,18	317	0,1	9,5	14,5	8,0	4,9	0,6	115,0	3,6	-1,82	0,17
		<i>med</i>	477	15,9	7,2	0,17	310	0,1	8,9	13,8	6,9	4,8	0,4	114,7	3,5	-1,86	0,11
		<i>cv</i>	0	0	1	11	3	22	6	4	12	1	24	0	3	3	36
	Carrizal (M-24)	<i>n</i>	141	141	141	141	141	141	141	141	141	141	141	141	141	141	141
		<i>mín</i>	453	15,6	6,9	0,06	288	0,0	7,2	9,2	6,0	4,4	0,2	103,3	2,7	-2,20	-0,24
		<i>máx</i>	490	16,3	7,6	0,57	324	0,1	11,5	25,0	10,4	5,4	1,2	121,3	4,1	-1,63	0,47
		<i>med</i>	472	15,8	7,2	0,19	304	0,1	9,0	13,9	7,7	4,8	0,6	111,3	3,5	-1,87	0,09
		<i>cv</i>	2	0	2	27	2	15	9	12	10	3	32	3	9	6	146
	Cañamero (M-26)	<i>n</i>	166	166	166	166	166	166	166	166	166	166	166	166	166	166	166
		<i>mín</i>	332	14,8	6,9	0,14	221	0,0	3,9	2,2	3,0	3,1	0,2	69,2	4,6	-2,38	-0,53
		<i>máx</i>	415	16,1	7,7	0,72	267	0,1	11,1	13,3	22,5	5,8	1,0	92,2	11,0	-1,72	0,36
		<i>med</i>	388	15,4	7,4	0,35	248	0,1	7,1	7,4	10,3	4,2	0,5	82,5	7,8	-2,09	0,04
		<i>cv</i>	5	2	2	32	5	18	22	24	41	17	33	5	22	6	323
Sondeo	A ^o del Cerezo (P-9)	<i>n</i>	34	34	34	34	34	34	34	34	34	34	34	34	34	34	34
		<i>mín</i>	610	16,2	7,1	0,29	290	0,2	13,8	7,9	109,1	12,0	0,6	113,6	21,0	-2,10	-0,14
		<i>máx</i>	726	16,5	7,5	0,44	306	0,3	22,1	11,4	187,5	15,2	1,4	126,7	27,2	-1,81	0,32
		<i>med</i>	662	16,4	7,3	0,37	297	0,3	16,7	9,7	145,6	12,5	1,0	119,2	23,6	-1,97	0,16
		<i>cv</i>	5	1	1	12	1	8	12	9	15	6	17	3	6	3	52
	Prado Medina (S-40)	<i>n</i>	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
		<i>mín</i>	346	16,0	7,4	0,49	222	0,1	3,2	13,7	3,7	2,6	0,4	82,5	1,2	-2,15	0,03
		<i>máx</i>	357	16,1	7,4	0,56	229	0,1	5,5	17,7	4,5	3,4	0,6	86,7	1,6	-2,10	0,08
		<i>med</i>	353	16,1	7,4	0,53	226	0,1	3,9	15,3	4,0	2,8	0,5	84,6	1,3	-2,12	0,04
		<i>cv</i>	1	0	0	6	1	8	27	12	9	13	26	2	13	1	51
	Palomeras-1 (P-8)	<i>n</i>	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15
		<i>mín</i>	504	13,2	7,3	0,28	282	0,1	9,1	5,0	16,4	4,3	0,3	64,4	3,5	-2,24	0,13
		<i>máx</i>	529	16,7	7,7	1,06	339	0,2	14,2	10,5	30,1	35,4	0,9	116,7	15,9	-1,91	0,60
		<i>med</i>	520	15,9	7,5	0,51	324	0,1	10,4	7,2	21,6	10,3	0,7	97,6	13,5	-2,12	0,38
		<i>cv</i>	1	5	1	42	5	15	13	22	21	75	25	13	22	5	37

Tabla 6.15. Valores estadísticos principales (número de medidas/determinaciones, **n**; valor mínimo, **mín**; valor máximo, **máx**; valor medio, **med**; y coeficiente de variación, **cv** -expresado en %-) de los parámetros físico-químicos de las aguas de las principales surgencias y sondeos de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco durante el período de investigación.

Las concentraciones medias de COT están comprendidas entre 0,17 mg/l en el manantial de la Fuentezuela y 0,53 mg/l en el sondeo de Prado Medina (Tab. 6.15). Los bajos contenidos de COT se deben a la escasa producción de materia orgánica en la cobertera edáfica, que está poco representada en las áreas de recarga de los acuíferos. Los valores máximos de COT registrados en el manantial del Barranco de Palomeras (M-20), 1,97 mg/l, y en el sondeo de Palomeras-1 (P-8), 1,06 mg/l, parecen estar relacionados con la degradación de la materia orgánica en la zona de emergencia del manantial. En otros puntos, como en los manantiales de la Ventilla (M-16) y de Cañamero (M-26), se han detectado valores máximos de COT de 0,71 y 0,72 mg/l, respectivamente (Tab. 6.15).

Todas las aguas subterráneas de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco se encuentran en equilibrio o saturadas con respecto a la calcita y subsaturadas en dolomita (Tab. 6.15). Los valores medios de presión parcial de CO₂ (expresado como logPCO₂) varían entre -2,14 (manantial *trop plein* de Prado Medina) y -1,71 (manantial de la Ventilla). En cualquier caso, los valores son mayores que el de la atmósfera (-3,5) debido al aporte de CO₂ del horizonte edáfico.

Se ha llevado a cabo un análisis de componentes principales (ACP) con los datos hidroquímicos procedentes de 588 muestras de agua de manantiales y sondeos, en el que se han considerado 15 variables hidroquímicas (Tab. 6.16 y Fig. 6.35): conductividad eléctrica (CE), temperatura (Temp), alcalinidad (TAC), COT, F⁻, Cl⁻, NO₃⁻, SO₄⁻², Na⁺, K⁺, Ca⁺², Mg⁺², logPCO₂, IS_{CAL} e IS_{DOL}.

Las variables que contribuyen en mayor grado a la mineralización de las aguas son Ca⁺², TAC, Cl⁻, SO₄⁻², F⁻, Na⁺ y Mg⁺² (Tab. 6.16), en este orden de significación. En cambio, las variables COT y NO₃⁻ muestran una baja correlación estadística con la conductividad eléctrica de las muestras, que es negativa en el caso del primer parámetro.

	CE	Temp	COT	TAC	F ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻²	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	logPCO ₂	IS _{CAL}	IS _{DOL}
CE	1														
Temp	0,368	1													
COT	-0,109	-0,330	1												
TAC	0,773	0,203	-0,243	1											
F ⁻	0,647	0,280	0,306	0,115	1										
Cl ⁻	0,728	0,307	0,115	0,398	0,806	1									
NO ₃ ⁻	0,183	0,293	-0,402	0,265	-0,155	0,123	1								
SO ₄ ⁻²	0,717	0,328	0,108	0,132	0,889	0,683	-0,083	1							
Na ⁺	0,610	0,187	0,273	0,180	0,830	0,779	-0,103	0,721	1						
K ⁺	0,402	0,108	0,185	0,123	0,461	0,446	0,105	0,449	0,466	1					
Ca ⁺²	0,812	0,287	-0,348	0,908	0,144	0,395	0,454	0,282	0,143	0,203	1				
Mg ⁺²	0,528	0,210	0,350	0,028	0,911	0,734	-0,393	0,825	0,779	0,390	-0,009	1			
logPCO ₂	0,515	0,246	-0,306	0,739	-0,093	0,173	0,403	0,003	-0,064	0,106	0,775	-0,195	1		
IS _{CAL}	0,153	-0,002	0,056	0,064	0,255	0,217	-0,121	0,163	0,264	0,004	-0,026	0,249	-0,601	1	
IS _{DOL}	0,200	0,036	0,311	-0,107	0,592	0,435	-0,477	0,450	0,537	0,143	-0,240	0,719	-0,657	0,792	1

Tabla 6.16. Matriz de correlación del ACP efectuado con la información hidroquímica de los principales manantiales y sondeos de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco.

Los dos factores principales del ACP explican el 65,5 % de la varianza muestral (Fig. 6.35A). El factor 1 (38,8 %), engloba a gran parte de las variables hidroquímicas (CE, Cl⁻, SO₄⁻², Na⁺, F⁻ y Mg⁺²) en su parte positiva y representa la mineralización de las aguas en los acuíferos, relacionada, en gran medida, con el sustrato evaporítico. Las variables logPCO₂, Ca⁺², TAC y NO₃⁻ se encuentran en la parte positiva del factor 2 (26,7 %) y COT en la negativa. Este factor caracteriza mayoritariamente el sistema calcocarbónico de las aguas y el papel de la zona no saturada en el funcionamiento de los acuíferos.

En el espacio de las unidades estadísticas (Fig. 6.35B), las muestras se distribuyen en cuatro grupos, atendiendo fundamentalmente al grado de mineralización de las aguas. Desde la parte positiva a la negativa del factor 1, se distingue un primer grupo constituido por las aguas del sondeo del Arroyo del Cerezo, seguido de otro con las muestras del manantial del Barranco de Palomeras (M-20) y del sondeo Palomeras-1 (P-8), un tercero formado por las aguas de los manantiales de la Ventilla (M-16), Fuentezuela (M-23) y del Carrizal (M-24) y un último grupo de muestras que incluye las aguas del manantial de Cañamero (M-26) y su *trop plein* (Prado Medina, M-22), así como de las del sondeo de Prado Medina (S-40).

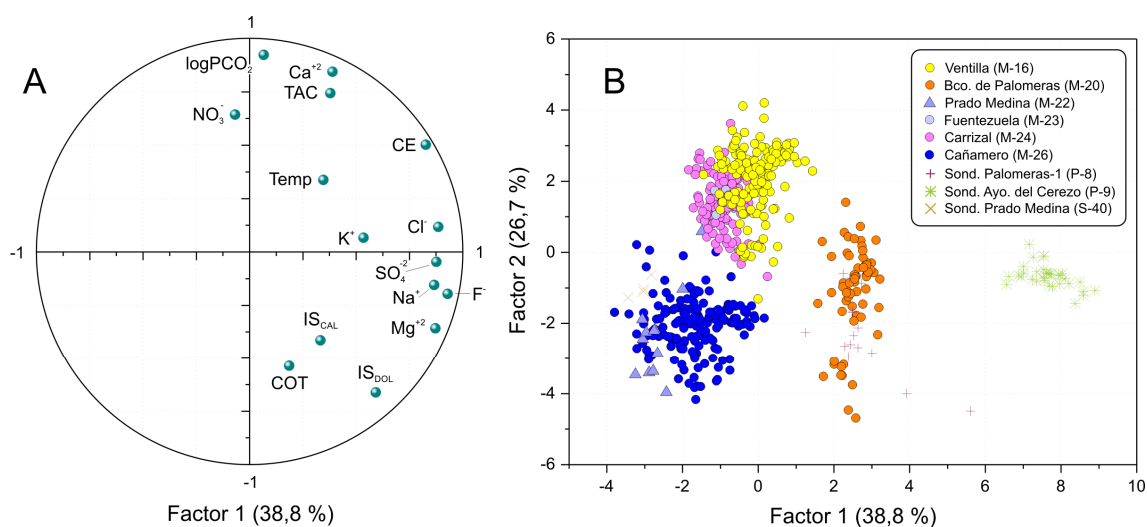


Figura 6.35. Representación de los planos factoriales de las variables (A) y de las unidades estadísticas (B) del análisis de componentes principales realizado con los datos hidroquímicos de los principales manantiales y sondeos de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco.

El grupo de muestras del sondeo del Arroyo del Cerezo (Fig. 6.35B), además de mostrar la mínima dispersión a lo largo del factor 2, se caracteriza por incluir las aguas más mineralizadas del acuífero, con mayor temperatura y contenidos más elevados de la mayoría de componentes hidroquímicos, excepto COT y NO_3^- . La segunda agrupación de muestras, pertenecientes al manantial y al sondeo del Barranco de Palomeras, presenta el mayor grado de dispersión a lo largo del factor 2 y comprende aguas menos mineralizadas y de menor temperatura que las del grupo anterior. El tercer grupo, situado en el espacio de valores más positivos del factor 2, se caracteriza por incluir muestras de agua con los valores más elevados de $\log\text{PCO}_2$ y TAC y las mayores concentraciones de Ca^{+2} y NO_3^- . El grado de mineralización de estas aguas es algo menor que las del grupo anteriormente descrito (segundo). Por su parte, las muestras del cuarto grupo -valores más negativos del factor 1- presentan valores mínimos de CE y de temperatura (en concreto, las aguas del manantial

trop plein de Prado Medina) y concentraciones más bajas de la mayor parte de parámetros hidroquímicos.

6.5.2 Curvas de distribución de frecuencias (CDF) de la conductividad eléctrica

A partir de los valores puntuales de conductividad eléctrica (CE) de las aguas de los manantiales de la Ventilla (M-16), Barranco de Palomeras (M-20), Carrizal (M-24) y Cañamero (M-26) se han realizado curvas de distribución de frecuencias (Fig. 6.36). En el primero y en el último manantial, además, se aplicó la misma metodología al registro continuo de CE, con objeto de verificar la fiabilidad del muestreo llevado a cabo. Las curvas de frecuencia se han elaborado considerando intervalos de valores de CE de 5 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

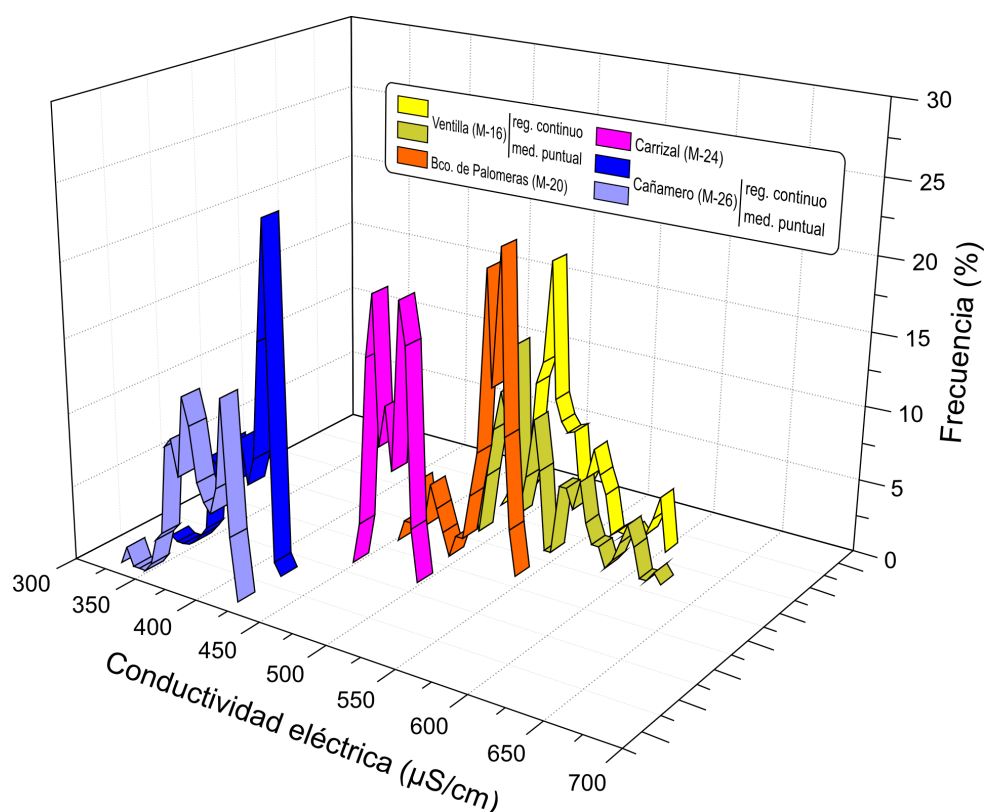


Figura 6.36. Curvas de distribución de frecuencias de los valores de conductividad eléctrica de las aguas drenadas por los principales manantiales de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco.

Las curvas de frecuencia correspondientes a los manantiales del Barranco de Palomeras, Cañamero y del Carrizal muestran 1 ó 2 modas predominantes (Fig. 6.36). En las dos primeras surgencias, con un rango de variación de CE similar, las frecuencias máximas se encuentran en las clases de valores más elevadas, que representan situaciones de aguas bajas y corresponden a las aguas drenadas durante la mayor parte del tiempo. En el

manantial del Carrizal, cuyo rango de variación de CE es el más estrecho de todos (37 $\mu\text{S}/\text{cm}$), las dos modas principales, bien definidas, se asocian a situaciones de dilución - valores mínimos de CE- y condiciones de aguas bajas -valores máximos- (Fig. 6.36). Además, en estas surgencias se observan modas secundarias hacia valores más bajos (Barranco de Palomeras y Cañamero) o intermedios (Carrizal) aunque con frecuencias menores, propios de condiciones de aguas altas e intermedias.

Las diferencias existentes en las curvas de distribución de frecuencias del manantial de Cañamero (M-26), elaboradas a partir de datos puntuales y continuos (Fig. 6.36), da una idea de la necesidad de registrar los valores de CE con una periodicidad adecuada en sistemas kársticos. En este caso, el número de medidas registradas en condiciones de aguas bajas mediante *datalogger* (periodicidad horaria) es mayor que las medidas tomadas de forma puntual (periodicidad quincenal), por lo que la frecuencia máxima en el intervalo de valores más elevados es mayor en la curva elaborada a partir del registro continuo.

La distribución de frecuencias de los valores de CE de las aguas del manantial de la Ventilla presenta el rango de variación más amplio (137 $\mu\text{S}/\text{cm}$) y varias modas (Fig. 6.36), entre las que destaca un pico de frecuencia máxima (18 %) en clases de valores bajos. Esta frecuencia máxima corresponde a las aguas drenadas durante la mayor parte del tiempo. En este caso, el porcentaje máximo de datos de CE es menor que las modas principales del resto de manantiales.

Según los criterios de Bakalowicz (1979), la morfología de las CDF de los manantiales de Cañamero (M-26) y Ventilla (M-16) reflejaría un desarrollo moderado de la karstificación en los sectores que drenan, probablemente algo más elevado en el segundo, mientras que la forma de las curvas características de las surgencias del Barranco de Palomeras (M-20) y del Carrizal (M-24) denota un menor grado de organización en el drenaje kárstico. No obstante, esta última parece drenar un sector acuífero en el que predomina un sistema de flujo más de tipo difuso.

Con los datos horarios de conductividad eléctrica (CE) del manantial de Cañamero (M-26) se ha realizado un análisis de detalle para interpretar cuantitativamente la contribución, al flujo de la surgencia, de las familias de aguas diferenciadas en las curvas de distribución de frecuencias, durante cada uno de los años hidrológicos que constituyen el período de estudio (Fig. 6.37). Para ello se ha aplicado la metodología propuesta por Massei *et al.* (2007). Conviene tener presente que el registro de CE del año hidrológico 2009/10 está incompleto, por lo que los resultados correspondientes a dicho año pueden no ser concluyentes.

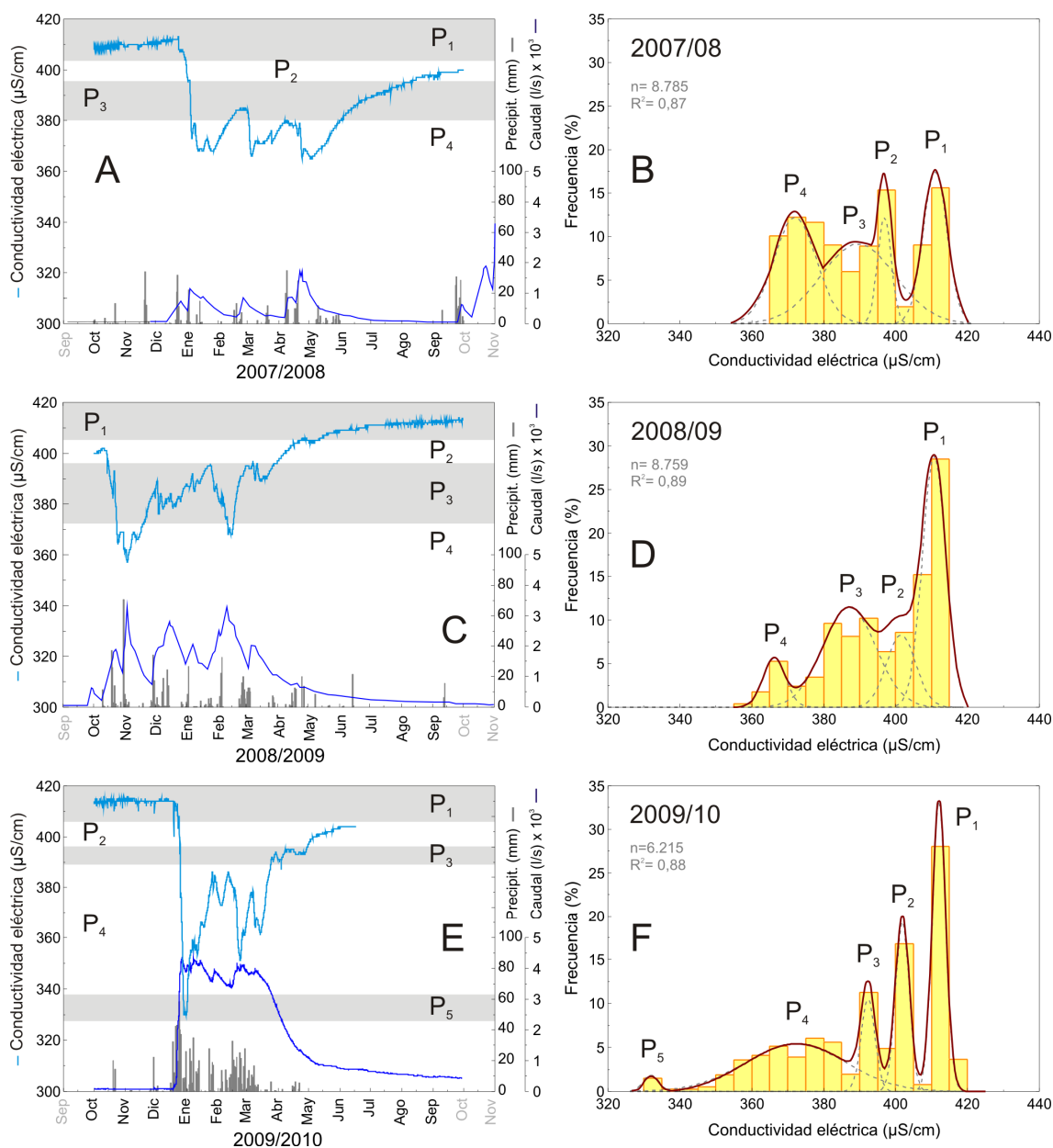


Figura 6.37. Descomposición de la curva de distribución de frecuencias de la conductividad eléctrica (función de densidad probabilística) de las aguas del manantial de Cañamero (M-26) durante los años hidrológicos del período de investigación.

Las series de datos de CE en los años hidrológicos 2007/08, 2008/09 y 2009/10 reflejan la gran variabilidad existente en la mineralización de las aguas (Fig. 6.37), con morfologías de tipo plurimodal en las tres curvas de distribución, cuyas frecuencias máximas no exceden el 30 %. El rango de variación de CE aumenta a medida que las condiciones climáticas son más húmedas (Fig. 6.37B, D y F), siempre hacia valores de mínima mineralización (330-350 $\mu\text{S/cm}$). En los tres años hidrológicos considerados se repiten las modas correspondientes a los picos P_1 , P_2 , P_3 y P_4 , mientras que, en el año 2009/2010 aparece una nueva moda (P_5 en la figura 6.37F) que no se detecta en el resto. Estos

resultados, tanto la morfología multimodal de las curvas de frecuencia, como el rango de variación relativamente amplio de los valores de CE, demuestran un cierto desarrollo del drenaje kárstico en el acuífero drenado por el manantial de Cañamero (Bakalowicz, 1977; Mudry, 1987).

Los picos de las curvas de distribución de frecuencias de CE (Figs. 6.37B, D y F) permiten caracterizar las distintas situaciones hidrodinámicas observadas en los hidrogramas del manantial (Figs. 6.37A, C y E). De este modo, los picos P_1 y P_2 corresponden a las aguas drenadas en condiciones de estiaje y, en concreto, P_1 incluye los valores máximos de CE registrados durante el tramo final del agotamiento. Por otro lado, las modas representativas de las familias de agua con mineralización intermedia, P_3 y P_4 , tienen lugar durante el período de aguas altas, de modo que la contribución de cada una de ellas es variable según la distribución de las lluvias a lo largo del año. El drenaje de aguas muy poco mineralizadas, correspondientes al pico P_5 , se produce en situaciones de elevada recarga (períodos de máxima dilución) durante años excepcionalmente húmedos, por lo que su participación en el flujo es poco frecuente.

Cada una de las modas definidas caracteriza una familia de agua que participa, en diferente proporción, según el año hidrológico, en el flujo del manantial de Cañamero (M-26). La tabla 6.17 resume la contribución (expresada en %), de cada una de las modas identificadas, al flujo del manantial durante los tres años estudiados. Entre los cinco tipos de aguas diferenciadas (Tab. 6.17 y Fig. 6.37), la moda P_5 , con un 2 % de contribución al flujo de la surgencia, se ha obtenido sólo en el último año, el más húmedo, y corresponde al tipo de agua de infiltración muy rápida y mínima mineralización que se moviliza a través de la red de conductos kársticos.

Año hidrológico	Familias de aguas diferencias a partir del análisis cuantitativo de CDF					
	P_1	P_2	P_3	P_4	P_5	Ajuste (R^2)
2007/2008	24	9	38	29		0,87
2008/2009	41	15	37	8		0,89
2009/2010	31	19	10	38	2	0,88
Media	32	14	28	25	-	

Tabla 6.17. Contribución (%) al flujo del manantial de Cañamero (M-26) de las familias de aguas identificadas (P_1 - P_5) a partir del análisis de curvas de distribución de frecuencia de conductividad eléctrica (CDF).

Las familias P_1 y P_2 (32 % y 14 % de contribución media, en la tabla 6.17) representan el drenaje de fracturas o fisuras y de la matriz hacia los conductos kársticos principales, durante la decrecida y el agotamiento. Se trata de las aguas más mineralizadas y con mayor tiempo de permanencia en el acuífero, y son las que más contribuyen al flujo del

manantial, a causa de los prolongados períodos secos que caracterizan el clima del área de estudio (p.e. estiaje de 2009; Fig. 6.37C).

Los picos P_3 y P_4 (28 % y 25 %; Tab. 6.17) de la distribución de frecuencias, con valores de mineralización intermedia, corresponden a la transición entre las dos situaciones hidrodinámicas anteriores, en las que la red de conductos kársticos está saturada en agua y existe un flujo preferente desde éstos hacia el manantial pero también hay alimentación a los sectores del acuífero de menor permeabilidad (elementos capacitivos), los cuales se drenan posteriormente, en estiaje, hacia los conductos kársticos.

6.5.3 Registros de conductividad eléctrica y temperatura en el sondeo de Palomeras-1 (P-8)

Se han realizado siete perfiles verticales de conductividad eléctrica (CE) y temperatura del agua en el sondeo de Palomeras-1 (P-8), en diferentes condiciones hidrodinámicas, para conocer las variaciones hidroquímicas e hidrotérmicas que se producen en profundidad (Figs. 6.38 y 6.39). Dicho sondeo es uno de los pocos piezómetros profundos (380 m) y no surgentes existente en el área de estudio, lo que posibilita realizar registros verticales hasta profundidades de 300 m con la instrumentación disponible.

Las variaciones de CE y temperatura del agua en la vertical del sondeo difieren según el estado hidrodinámico del acuífero (Fig. 6.39), de tal manera que se observan hasta tres tipos de comportamiento en los registros:

1. Variaciones escalonadas, con rangos de variación máximos de CE y temperatura del agua. Corresponden a los registros realizados los días 15/11/2008 y 20/02/2009 (aguas altas).
2. Cambios progresivos de ambos parámetros a lo largo de la columna del sondeo. Comprenden los perfiles efectuados en situaciones de elevada recarga (05/02/2010 y 25/03/2010).
3. Registros prácticamente sin fluctuaciones de sendos parámetros físico-químicos en la vertical del sondeo. Incluye las medidas llevadas a cabo en condiciones hidrodinámicas de decrecida (07/04/2009 y 15/05/2010) y agotamiento (18/12/2009).

En el primer registro de CE y temperatura del agua del sondeo de Palomeras-1 (15/11/2008), efectuado durante el tránsito de aguas bajas a altas del año hidrológico 2008/09 (Fig. 6.38), se aprecia una disminución de la CE y un aumento de temperatura en profundidad (Fig. 6.39). No obstante, esta evolución se interrumpe con dos cambios más acentuados de estos parámetros en los metros 65 (hasta este metro se registraron los

valores más bajos de temperatura de todos los registros) y 172, que coinciden, respectivamente, con un tramo más fracturado, en el que se estimó la entrada de un caudal de 15-20 l/s durante la perforación del sondeo, y con el límite de la tubería entre los tramos ranurado y ciego y el contacto entre calizas y margocalizas.

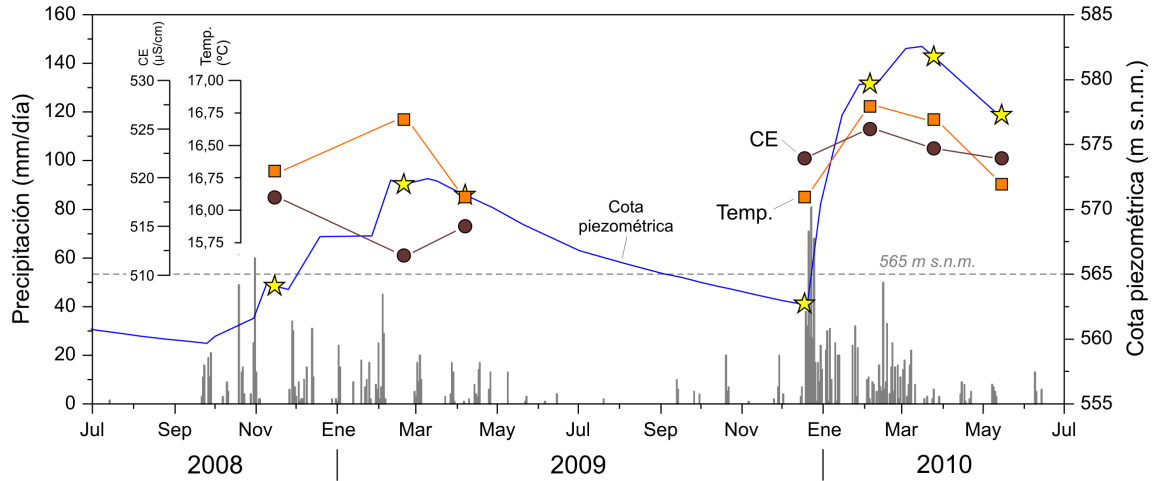
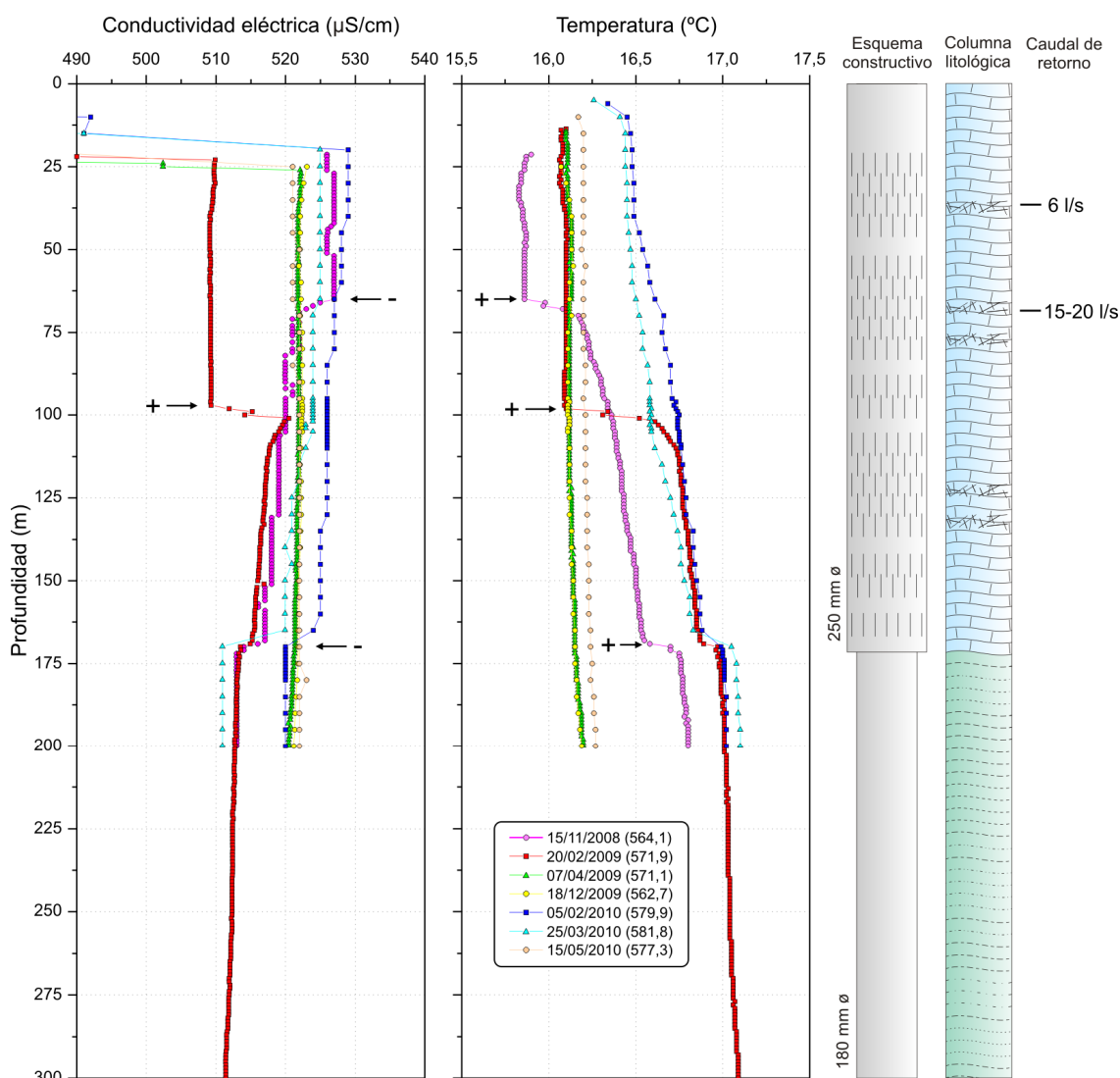


Figura 6.38. Condiciones hidrodinámicas en las que se han llevado a cabo los registros verticales de conductividad eléctrica y temperatura del agua en el sondeo Palomeras-1 (P-8) -estrellas amarillas- y valores medios de estos dos parámetros (en toda la columna del sondeo) en cada uno de los registros realizados.

El registro del día 20/02/2009 coincidió con la cota piezométrica más elevada registrada durante la crecida hidrodinámica del año hidrológico 2008/09 (Fig. 6.38). Se observa una disminución significativa (valores mínimos de CE de todos los registros) de la mineralización y menor temperatura del agua del sondeo en los primeros 98 m, seguidos en profundidad de valores de CE del agua similares a los registrados en el perfil anterior y mayores valores de la temperatura del agua (Fig. 6.39).

Los registros efectuados los días 05/02/2010 y 25/03/2010 coincidieron prácticamente con los dos máximos piezométricos medidos durante la crecida de gran magnitud del año 2009/10 (Fig. 6.38). Ambos registros presentan, hacia la parte más profunda del sondeo, una disminución de los valores de CE y un aumento de la temperatura del agua (Fig. 6.39). Asimismo, en los dos registros se midieron los mayores valores de CE y temperatura del agua en la parte más superficial del sondeo y los valores más elevados de temperatura en profundidad.

Los perfiles de CE y temperatura del agua llevados a cabo los días 07/04/2009, 18/12/2009 y 15/05/2010 no muestran variaciones significativas de estos parámetros físico-químicos en cada registro vertical (Fig. 6.39). Los valores de CE del agua están comprendidos entre 520 y 525 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y los de temperatura entre 16 y 16,2 $^{\circ}\text{C}$.



Fig

ura 6.39. Registros verticales de conductividad eléctrica y temperatura de las aguas del sondeo de Palomeras-1 (P-8) en diferentes condiciones hidrodinámicas. Se adjuntan la columna litológica y el entubado del mismo. Los números que hay entre paréntesis en la leyenda corresponden a la cota piezométrica de cada registro (véase evolución temporal en la figura 6.38).

De la información proporcionada por los siete registros se deduce lo siguiente:

- Las marcadas variaciones, de cierta amplitud, registradas en los primeros 100 m de columna del sondeo durante condiciones de aguas altas del año 2008/09, con una ligera mineralización y un acusado enfriamiento de las aguas (15/11/2008), seguidos de una brusca dilución y un ligero calentamiento de las mismas (20/02/2009), ponen de manifiesto que la parte más superficial del acuífero (particularmente los tramos que resultan más productivos) parece participar más activamente en el flujo en crecidas de menor magnitud sobre todo si están precedidas por un año hidrológico relativamente seco.

- Los mayores valores de CE y temperatura del agua registrados en casi toda la columna del sondeo, coincidiendo prácticamente con los máximos piezométricos del período de elevada recarga del año 2009/10, sugieren la entrada de flujos de agua más mineralizada y de mayor temperatura, probablemente procedente de partes más distantes y profundas del acuífero.
- La homogeneización hidroquímica e hidrotérmica a lo largo de casi toda la columna del sondeo antes y después del pico de la crecida es indicativa de flujos verticales ascendentes (Larruzea, 2007; Martos-Rosillo 2008). Este tipo de flujos es característico de zonas de descarga como en la que se encuentra el sondeo, a escasos metros del manantial del Barranco de Palomeras.

6.5.4 Evolución temporal de la composición química del agua

6.5.4.1 Manantial de la Ventilla (M-16)

Las variaciones temporales de la composición química de las aguas drenadas por la surgencia, así como del caudal, de la conductividad eléctrica (CE) y de la temperatura del agua se representan en la figura 6.40.

El caudal y la CE muestran una tendencia general ascendente a lo largo del período de estudio (Fig. 6.40). No obstante, se pueden distinguir dos tipos de respuesta hidroquímica según las condiciones de recarga del acuífero. En períodos con precipitaciones poco cuantiosas y homogéneamente distribuidas en el tiempo (año hidrológico 2007/08, de tipo medio), cada evento pluviométrico importante provoca una crecida hidrodinámica de pequeña magnitud y un descenso de la mineralización del agua, acompañado de un aumento de ésta tras el cese de las lluvias. Por el contrario, en años hidrológicos con abundantes e intensas lluvias (2008/09 y 2009/10), se registra la evolución opuesta: los valores de CE del agua aumentan proporcionalmente con la magnitud de la recarga y disminuyen de forma paulatina durante los períodos de decrecida y agotamiento.

Las disminuciones de CE del agua asociadas a los aumentos de caudal durante el año hidrológico 2007/08 fueron de hasta 51 $\mu\text{S}/\text{cm}$, con respecto al estado de mineralización previo al evento de recarga, mientras que los aumentos de este parámetro en los años posteriores han llegado a ser de 121 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Estas variaciones de mineralización de las aguas se deben fundamentalmente a cambios de los valores de alcalinidad (TAC) y de los contenidos en Ca^{+2} , Mg^{+2} y SO_4^{-2} (Fig. 6.40), procedentes de la disolución de dolomías

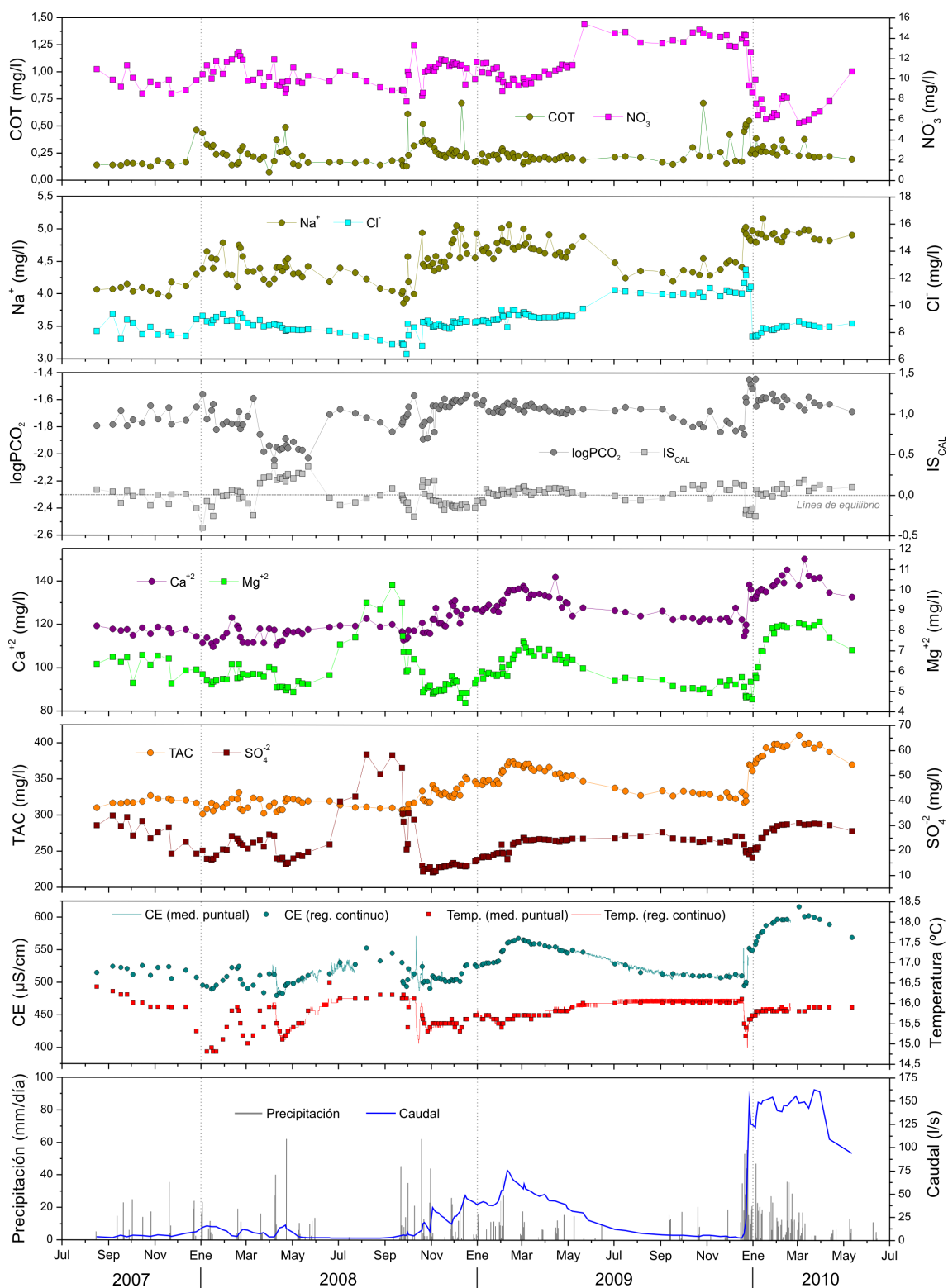


Figura 6.40. Evolución temporal de las respuestas hidrodinámica, hidrotérmica e hidroquímica del manantial de la Ventilla (M-16) durante el período de investigación.

jurásicas y de las evaporitas existentes en las arcillas triásicas de la base del acuífero (corte hidrogeológico D-D' en la figura 6.2). Durante el período de aguas bajas de 2007/08, se registraron las concentraciones máximas de Mg^{+2} y SO_4^{-2} (10,2 y 58,2 mg/l, respectivamente), con una evolución muy diferente respecto a la de los otros años del período de estudio (Fig. 6.40).

Los contenidos de Cl^- muestran una evolución similar a la de las concentraciones de NO_3^- , con valores que aumentan durante la época de recarga de los años hidrológicos 2007/08 y 2008/09 (Fig. 6.40). Esta evolución se ve interrumpida durante un período de agotamiento prolongado de la surgencia (mayo a diciembre de 2009), en el que se registraron los valores máximos de ambos parámetros, y tras eventos de pluviometría abundante y prolongados en el tiempo (diciembre de 2009 a marzo de 2010), en los que el grado de dilución de ambos componentes hidroquímicos fue máximo (Fig. 6.40). Las concentraciones de Cl^- en las aguas del manantial de la Ventilla (M-16) se deben principalmente a la reconcentración de agua de lluvia en el suelo, aunque no hay que descartar que parte de los contenidos de este componente hidroquímico pudieran proceder de las evaporitas que se encuentran en el medio. El origen del ión NO_3^- en las aguas de la surgencia está asociado a la contaminación agrícola sobre los materiales miocenos que afloran en su área de recarga. En cualquier caso, ambos parámetros proceden fundamentalmente de las partes más superficiales del acuífero (del suelo y del epikarst).

Por lo general, los contenidos de COT son bajos (Fig. 6.40), con un valor medio de 0,25 mg/l, aunque se registran aumentos puntuales de cierta magnitud (picos de 0,5-0,7 mg/l) asociados a eventos de precipitación aislados e intensos, que tienen lugar, en la mayoría de los casos, durante la época de otoño. No obstante, se observan aumentos de COT de menor magnitud y de mayor duración tras las primeras recargas importantes de los años menos lluviosos del período de investigación (2007/08 y 2008/09).

Los valores de presión parcial de CO_2 (Fig. 6.40), con una evolución similar a la que presentan la alcalinidad y los contenidos de Ca^{+2} , suelen ser más elevados en los períodos de recarga, especialmente tras las primeras lluvias del año (octubre de 2008, diciembre de 2009), y tienden a disminuir durante el agotamiento o bien en la época de primavera (p.e. marzo a junio de 2008). La presión parcial de CO_2 máxima se detectó durante el período de recarga de principios de 2010 (Fig. 6.40). El índice de saturación en calcita evoluciona de forma contraria a la PCO_2 : cada evento importante de precipitación conlleva el drenaje de aguas subsaturadas en calcita, que progresivamente pasan a un estado de equilibrio o de ligera sobresaturación a medida que disminuye el caudal del manantial (Fig. 6.40). Durante el agotamiento, los valores de este parámetro hidroquímico suelen ser ligeramente inferiores a cero, por lo que las aguas se encuentran subsaturadas en calcita.

En la crecida hidrodinámica del año hidrológico 2009/10, la de mayor magnitud, se observan dos tipos de respuestas hidroquímicas: a) una rápida y de escasa cuantía, que provoca una disminución puntual de los valores de CE, temperatura, IS_{CAL} y TAC y de los contenidos en Ca^{+2} , Mg^{+2} y SO_4^{-2} , acompañada de un aumento puntual de la presión parcial de CO_2 y de las concentraciones de Na^+ , Cl^- , NO_3^- y COT y b) otra progresiva, en la que todos los parámetros relacionados con la disolución de la roca aumentan hasta alcanzar valores máximos, mientras que los trazadores de infiltración rápida se diluyen, y, posteriormente, se estabilizan o retornan de forma paulatina a los valores iniciales. Este doble comportamiento hidroquímico refleja la llegada de un flujo rápido hacia la surgencia de aguas recientemente infiltradas, seguido de otro flujo algo retardado, con aguas muy mineralizadas que se encuentran almacenadas en la zona saturada del acuífero (efecto pistón).

Se ha efectuado un ACP con las 147 muestras recogidas en el manantial de la Ventilla (M-16) y 15 variables hidroquímicas (Tab. 6.18 y Fig. 6.41). En la tabla 6.18 se observan coeficientes de correlación elevados entre la mineralización del agua y las variables TAC, Ca^{+2} , Mg^{+2} y, en menor medida, Na^+ . La variable NO_3^- presenta correlación negativa con la conductividad eléctrica.

	CE	Temp	COT	TAC	F ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻²	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	logPCO ₂	IS _{CAL}	IS _{DOL}
CE	1														
Temp	0,322	1													
COT	-0,117	-0,334	1												
TAC	0,919	0,139	0,024	1											
F ⁻	-0,522	-0,111	0,022	-0,665	1										
Cl ⁻	-0,082	-0,027	0,298	0,056	-0,098	1									
NO ₃ ⁻	-0,532	0,036	0,084	-0,454	0,064	0,680	1								
SO ₄ ⁻²	0,245	0,507	-0,386	-0,121	0,308	-0,300	-0,170	1							
Na ⁺	0,535	-0,262	0,375	0,704	-0,531	0,255	-0,172	-0,411	1						
K ⁺	-0,175	-0,275	0,094	-0,183	0,036	0,051	0,177	-0,039	0,042	1					
Ca ⁺²	0,892	0,248	-0,021	0,934	-0,688	0,108	-0,342	-0,029	0,666	-0,127	1				
Mg ⁺²	0,701	0,409	-0,282	0,424	-0,031	-0,361	-0,536	0,778	0,058	-0,148	0,450	1			
logPCO ₂	0,496	-0,034	0,134	0,574	-0,443	0,169	-0,085	-0,118	0,527	0,055	0,572	0,147	1		
IS _{CAL}	0,096	0,234	-0,175	0,051	0,007	-0,133	-0,186	0,084	-0,128	-0,213	0,038	0,150	-0,781	1	
IS _{DOL}	0,178	0,309	-0,239	0,061	0,064	-0,225	-0,270	0,276	-0,174	-0,228	0,049	0,346	-0,754	0,975	1

Tabla 6.18. Matriz de correlación del ACP realizado con los datos hidroquímicos del manantial de la Ventilla (M-16).

La mayoría de componentes anteriores se asocia exclusivamente al factor 1 del ACP, que explica el 31,4 % de la varianza: CE, Ca^{+2} , TAC y Na^+ se disponen en la parte positiva, mientras que NO_3^- lo hace en la negativa (Fig. 6.41A). Este factor representa la mineralización de las aguas y el tiempo de permanencia de éstas en el acuífero. El factor 2(25%) engloba las variables IS_{CAL} , IS_{DOL} , SO_4^{-2} , temperatura y Mg^{+2} , en la parte positiva, y Cl^- y COT, en la negativa.

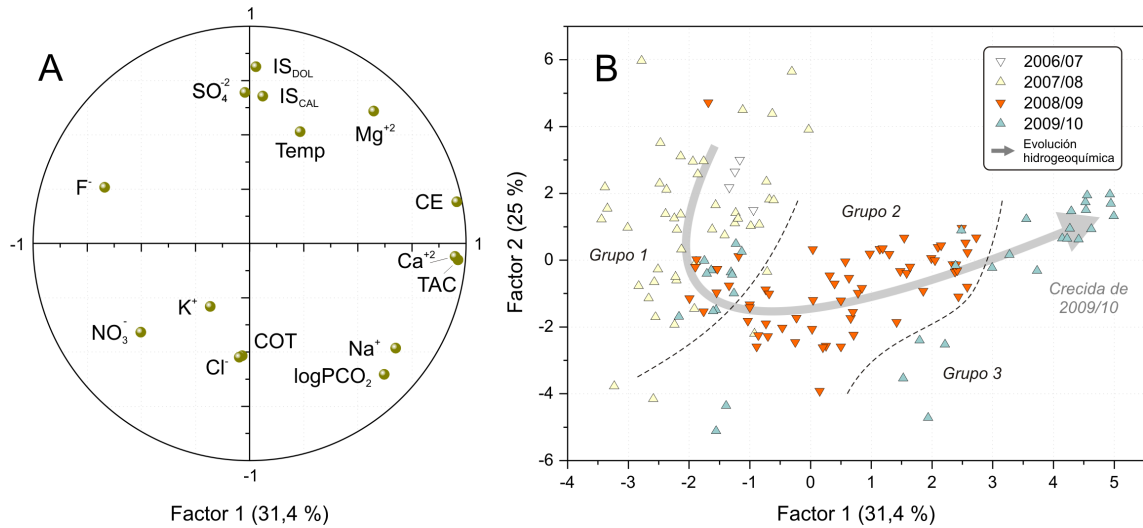


Figura 6.41. Representación de los planos factoriales (A: variables y B: unidades estadísticas) del análisis de componentes principales realizado con los datos hidroquímicos del manantial de la Ventilla (M-16).

La distribución de las muestras en el espacio de las unidades estadísticas permite distinguir tres grupos que describen la evolución hidrogeoquímica de las aguas drenadas por el manantial de la Ventilla (Fig. 6.41B). El primero, que se localiza en la parte más negativa del factor 1, corresponde a las muestras recogidas mayoritariamente durante el año hidrológico 2007/08, aunque también incluye muestras (tomadas en condiciones de aguas altas) del resto de años hidrológicos. Este grupo, cuyas muestras de agua presentan una mayor dispersión a lo largo del factor 2, está caracterizado por valores bajos de conductividad eléctrica y TAC, menores contenidos de Ca^{+2} , así como concentraciones relativamente elevadas de NO_3^- . La segunda agrupación de muestras se distribuye a lo largo del factor 1 y pertenece al año hidrológico 2008/09 (Fig. 6.41B). Las aguas recogidas durante este año se sitúan en una posición cercana al origen de coordenadas y muestran una mineralización intermedia, además de mayores concentraciones de Cl^- y COT. El último grupo, ubicado en el extremo positivo del factor 1, incluye aguas muestreadas en el año hidrológico 2009/10 (Fig. 6.41B), que presentan valores más elevados (máximos) de conductividad eléctrica y TAC y mayores contenidos de Ca^{+2} y Mg^{+2} (efecto pistón), aunque se encuentran empobrecidas en los trazadores de la infiltración Cl^- , COT y NO_3^- .

Las diferencias de comportamiento hidroquímico del manantial de la Ventilla (M-16) están condicionadas por el papel que desempeñan las zonas no saturada y saturada del acuífero en el funcionamiento hidrogeológico de la surgencia, por las condiciones climatológicas y por las características de los materiales acuíferos.

Las disminuciones de mineralización de las aguas, y de la mayoría de componentes hidroquímicos, así como el enriquecimiento de trazadores de infiltración rápida (NO_3^- , Cl^- y COT) y del contenido de CO_2 , ponen en evidencia la mayor participación de la zona no saturada del acuífero en el funcionamiento hidrogeológico del sector drenado por el manantial durante episodios de recarga moderada, con lluvias dispersas y de escasa cuantía (año hidrológico 2007/08). En este caso, el drenaje kárstico favorece la infiltración y el flujo de agua de lluvia hacia el manantial, lo cual provoca rápidas y bruscas diluciones. Por ello, se deduce un cierto desarrollo de la karstificación de la zona no saturada del acuífero.

En cambio, la evolución hidroquímica del manantial durante períodos de elevada recarga es el resultado del empuje que ejerce el agua de reciente infiltración sobre el agua almacenada en la zona saturada, con mayor tiempo de permanencia y más mineralizada y rica en TAC, Ca^{+2} ($> \text{IS}_{\text{CAL}}$), Mg^{+2} y SO_4^{-2} . La mineralización del agua se produce progresivamente y con un cierto desfase respecto a las lluvias, aunque de forma proporcional a la recarga, lo que pone de manifiesto la existencia de flujos de “tipo pistón” que alcanzan la zona saturada del acuífero. Este tipo de flujos movilizan aguas de las partes más profundas del acuífero, que probablemente se encuentran en contacto con las dolomías jurásicas y las arcillas triásicas (evaporitas). Por tanto, la zona saturada del acuífero contribuye en mayor medida al flujo del manantial de la Ventilla en condiciones de elevada recarga.

6.5.4.2 Manantial del Barranco de Palomeras (M-20) y sondeo del Arroyo del Cerezo (P-9)

La evolución temporal de la mineralización y de la composición química de las aguas del manantial, así como del caudal y de la temperatura se muestran en la figura 6.42. Los valores de la conductividad eléctrica (CE) presentan cambios más significativos durante el primer año hidrológico (diciembre de 2007 a agosto de 2008; Fig. 6.42). A partir del año 2007/08 y hasta el final del período de estudio, los valores de este parámetro muestran una tendencia ascendente, interrumpida por leves disminuciones de duración variable (octubre de 2008 a marzo de 2009 y enero de 2010). Las variaciones de CE se deben principalmente a los valores de TAC y de las concentraciones de Ca^{+2} , Mg^{+2} y Cl^- , que aumentan también de forma progresiva. Los valores medios de Ca^{+2} , Mg^{+2} , SO_4^{-2} , Na^+ y Cl^- , más elevados que los registrados en las sierras de Colorado y Carrasco (Tab. 6.15), indican una mayor disolución de calcita, dolomita, yeso y halita (Fig. 6.42).

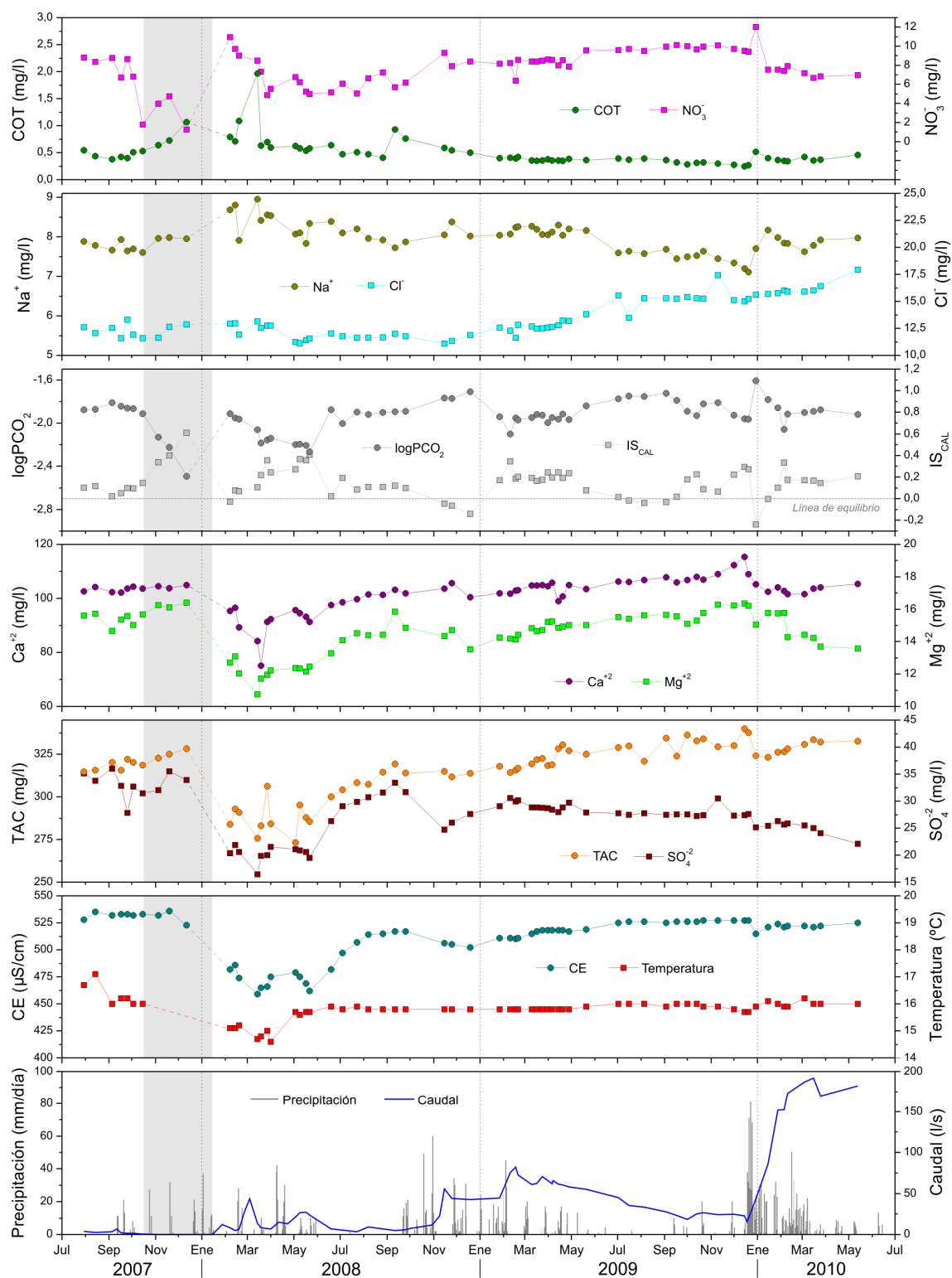


Figura 6.42. Evolución temporal de la composición química de las aguas drenadas por el manantial del Barranco de Palomeras (M-20) durante el período de investigación. El área de color gris representa el período de tiempo en el que la surgencia estuvo seca.

Los contenidos en NO_3^- de las aguas muestran una tendencia hacia valores más elevados a lo largo del período de investigación (Fig. 6.42). No obstante, dicha tendencia se ve interrumpida por aumentos puntuales de este parámetro como respuesta a las primeras lluvias del año hidrológico (en febrero y noviembre de 2008 y en diciembre de 2009, Fig. 6.42) y por disminuciones debidas al lavado progresivo del suelo durante los períodos continuados de recarga (marzo a noviembre y enero a mayo de 2009).

Las concentraciones de COT (Tab. 6.15 y Fig. 6.42) son generalmente bajas, aunque se observan ligeros aumentos puntuales como consecuencia de las primeras lluvias del año hidrológico (septiembre de 2008 y enero de 2010). El pico de 1,97 mg/l detectado en marzo de 2008 (Fig. 6.42) parece estar condicionado por la degradación de la materia orgánica en las inmediaciones del punto de muestreo (parcialmente estancado) y no por el propio funcionamiento hidrogeológico de la surgencia. A medida que transcurre el agotamiento, los contenidos de COT disminuyen progresivamente. Los valores mínimos se registran justo antes de la llegada de una nueva recarga otoñal.

Las aguas del manantial se encuentran predominantemente sobresaturadas en calcita, aunque próximas al equilibrio o ligeramente subsaturadas en períodos de estiaje (Fig. 6.42). En situaciones de aguas altas, sólo se registran valores de IS_{CAL} negativos tras los primeros eventos de recarga significativos. La presión parcial de CO_2 evoluciona de forma inversa al anterior parámetro (Fig. 6.42), con aumentos considerables tras las primeras crecidas importantes del año hidrológico y descensos durante el período de lluvias. En condiciones de decrecida y agotamiento, la presión parcial de CO_2 de las aguas muestra una tendencia al aumento.

El sondeo del Arroyo del Cerezo (P-9) tiene instalada una bomba a escasos metros de profundidad y no es posible introducir sondas tomamuestras (Fig. 6.22A). Por ello, en este punto de control se ha medido el nivel piezométrico en estiaje, en períodos de aguas bajas (cuando no drenaba agua por la boca del sondeo), y se han cogido muestras de agua durante los períodos en los que el sondeo fue surgente. El registro piezométrico e hidroquímico (conductividad eléctrica -CE-, componentes mayoritarios, parámetros del sistema calcocarbónico, etc.) del sondeo se representa en la figura 6.43.

La evolución temporal de la mineralización del agua está controlada principalmente por las concentraciones de SO_4^{2-} , Mg^{+2} y Ca^{+2} , que varían de forma análoga a la conductividad eléctrica (Fig. 6.43). En general, las aguas se diluyen como respuesta a los eventos de precipitación más significativos, con un desfase de aproximadamente un mes respecto a éstos. La duración de estas diluciones es inversamente proporcional a la intensidad y magnitud de los eventos de precipitación que las generan (Fig. 6.43). Los descensos de CE,

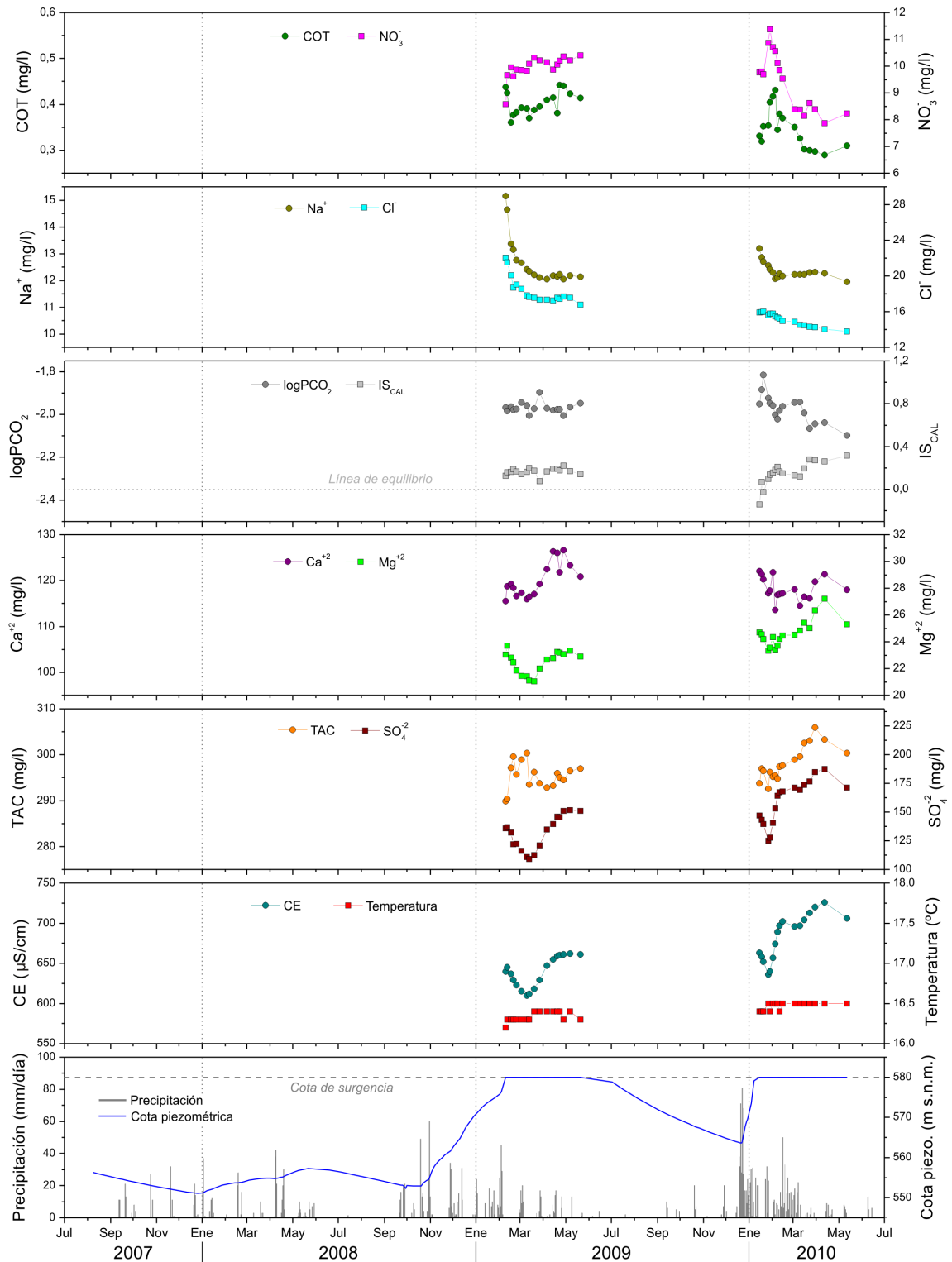


Figura 6.43. Evolución temporal de la composición química de las aguas drenadas por el sondeo del Arroyo del Cerezo (P-9) durante los períodos de surgencia de los años hidrológicos 2008/09 y 2009/10.

estimados a partir del registro disponible, son de 30-40 $\mu\text{S}/\text{cm}$, lo que se traduce en un grado de dilución medio del 5 % con respecto al valor de CE previo a la recarga.

La aguas del sondeo muestran un estado predominante de sobresaturación en calcita (Fig. 6.43) durante el período de aguas altas, aunque cuando la recarga es especialmente significativa (diciembre de 2009-febrero de 2010) las aguas llegan a estar subsaturadas. Los valores de $\log\text{PCO}_2$ dependen de las condiciones de recarga (Fig. 6.43), según se deduce del registro disponible: varían poco en períodos de precipitaciones abundantes y homogéneamente distribuidas en el tiempo (2008/09), y aumentan de forma considerable tras lluvias intensas y excepcionalmente cuantiosas (2009/10), para después disminuir a medida que ocurre el período de recarga.

Las concentraciones de Na^+ y Cl^- tienden a disminuir durante el período de lluvias (Fig. 6.43), después del aumento inicial.

Los contenidos en COT y NO_3^- varían de forma similar entre ellos, aunque presentan un doble comportamiento en el registro hidroquímico (Fig. 6.43): 1) aumentos paulatinos a lo largo del período de surgencia y 2) picos muy marcados (valores máximos) a comienzos del período de lluvias, que decrecen progresivamente a medida que avanza el año hidrológico, como ocurre en la mayoría de manantiales considerados en esta Memoria.

A partir de los datos hidroquímicos de las 65 muestras de agua recogidas en el manantial del Barranco de Palomeras (M-20) y de las 49 tomadas en los sondeos de Palomeras-1 (P-8) y Arroyo del Cerezo (P-9) se ha llevado a cabo un análisis de componentes principales (Fig. 6.44) en el que se han considerado las variables hidroquímicas de la tabla 6.19.

	CE	Temp	COT	TAC	F^-	Cl^-	NO_3^-	SO_4^{2-}	Na^+	K^+	Ca^{+2}	Mg^{+2}	$\log\text{PCO}_2$	IS_{CAL}	IS_{DOL}
CE	1														
Temp	0,311	1													
COT	-0,378	-0,428	1												
TAC	-0,383	-0,094	-0,274	1											
F^-	0,912	0,312	-0,270	-0,586	1										
Cl^-	0,582	0,178	-0,318	-0,292	0,619	1									
NO_3^-	0,458	0,484	-0,307	-0,149	0,534	0,525	1								
SO_4^{2-}	0,980	0,293	-0,297	-0,531	0,952	0,602	0,446	1							
Na^+	0,506	0,031	-0,058	-0,577	0,520	0,394	0,217	0,530	1						
K^+	0,475	0,042	0,264	-0,598	0,537	0,202	0,151	0,541	0,445	1					
Ca^{+2}	0,801	0,313	-0,465	-0,066	0,716	0,605	0,514	0,766	0,066	0,208	1				
Mg^{+2}	0,961	0,266	-0,400	-0,396	0,898	0,639	0,488	0,953	0,491	0,486	0,786	1			
$\log\text{PCO}_2$	0,057	0,448	-0,318	0,215	0,095	0,298	0,500	0,017	-0,162	-0,051	0,269	0,121	1		
IS_{CAL}	-0,087	-0,291	0,103	0,176	-0,217	-0,336	-0,457	-0,110	-0,114	-0,186	-0,121	-0,175	-0,874	1	
IS_{DOL}	0,182	-0,205	-0,027	0,026	0,029	-0,171	-0,322	0,158	0,093	-0,017	0,037	0,135	-0,868	0,921	1

Tabla 6.19. Matriz de correlación del ACP efectuado con los datos hidroquímicos del manantial del Barranco de Palomeras (M-20) y de los sondeos de Palomeras-1 (P-8) y Arroyo del Cerezo (P-9).

La matriz de correlación resultante (Tab. 6.19) pone de manifiesto que las variables SO_4^{2-} , Mg^{+2} , F^- y Ca^{+2} son las que más contribuyen a la mineralización de las aguas. Los contenidos en Cl^- , Na^+ , K^+ y NO_3^- presentan una moderada correlación estadística con la conductividad eléctrica, mientras que los valores de TAC e IS_{CAL} y las concentraciones de COT muestran una correlación baja y negativa con la CE. No obstante, cabe mencionar que tanto las correlaciones estadísticas entre variables resultantes como el porcentaje de varianza explicado por el ACP están fuertemente condicionados por el gran contraste de composiciones químicas entre las aguas del manantial y del sondeo del sector del Barranco de Palomeras, así como las del sondeo del Arroyo del Cerezo.

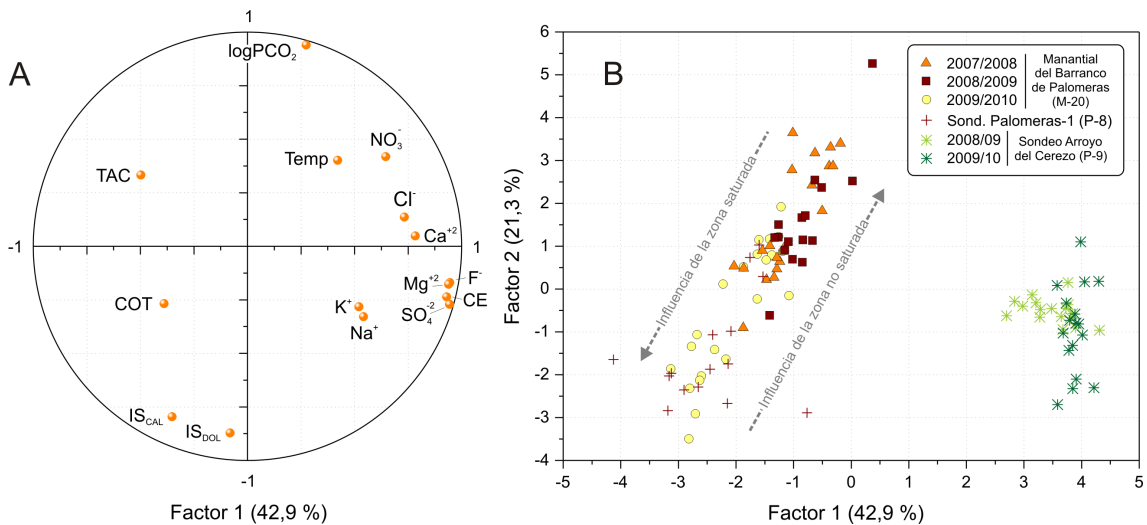


Figura 6.44. Representación de los planos factoriales de las variables (A) y de las unidades estadísticas (B) del análisis de componentes principales realizado con los datos hidroquímicos del manantial del Barranco de Palomeras (M-20) y de los sondeos de Palomeras-1 (P-8) y Arroyo del Cerezo (P-9).

Los dos primeros factores del ACP explican el 64,2 % de la varianza (Fig. 6.44A). El factor 1 (42,9 %), que engloba a la mayoría de variables, representa la mineralización de las aguas y el tiempo de residencia de éstas en el acuífero. El factor 2 (21,3 %) está representado por los índices de saturación en calcita (IS_{CAL}) y dolomita (IS_{DOL}), en la parte negativa, y por $\log\text{PCO}_2$, en la positiva, y caracteriza los procesos hidrogeoquímicos relacionados con la disolución de calcita y dolomita que tienen lugar en el acuífero.

Las unidades estadísticas (muestras) se distribuyen en dos grupos diferenciados por su mineralización y tiempo de permanencia en el acuífero (Fig. 6.44B):

- Grupo situado en la parte positiva del factor 1, que incluye las muestras de agua del sondeo del Arroyo del Cerezo (P-9), dispersas a lo largo del factor 2. Destacan por tener mineralización y temperatura más elevadas y composición química enriquecida en SO_4^{2-} , Mg^{+2} , Ca^{+2} , Cl^- , Na^+ y K^+ .

-
- Agrupación de muestras en la parte negativa del factor 1, constituida por las aguas de manantial del Barranco de Palomeras (M-20) y del sondeo de Palomeras-1 (P-8). Este grupo de muestras se caracterizan por ser menos mineralizadas y por presentar mayores valores de TAC y COT y concentraciones más bajas en el resto de componentes hidroquímicos, así como una gran variabilidad en los valores de $\log\text{PCO}_2$ y de los índices de saturación en calcita y dolomita (gran dispersión a lo largo del factor 2).

Durante el primer año hidrológico (Fig. 6.42), las abundantes lluvias de la primavera de 2008 causaron una importante dilución en el agua del manantial del Barranco de Palomeras (M-20), que se encontraba seco desde hacía más de dos meses. En el año hidrológico 2007/08, además, se registraron los contenidos mínimos de la mayoría de los componentes hidroquímicos, a excepción de Na^+ , NO_3^- y COT, que alcanzaron las concentraciones máximas del período de control. Las variaciones de las respuestas hidroquímicas observadas durante el año más seco del período investigado deben estar condicionadas por la menor saturación del acuífero. Así, las zonas más superficiales (suelo y epikarst) contribuyen mayoritariamente al flujo del manantial (Fig. 6.44B), en detrimento de la zona saturada del acuífero.

En los años hidrológicos 2008/09 y 2009/10, las precipitaciones cada vez más abundantes, ocasionaron aumentos de caudal y un ascenso progresivo de la mineralización, de hasta 25 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Fig. 6.42). Esta mineralización estuvo relacionada con la tendencia al aumento de los valores de temperatura y TAC y de las concentraciones de Ca^{+2} , Mg^{+2} y Cl^- . Esto último sugiere la participación progresiva de aguas más mineralizadas y de mayor temperatura, procedentes de la zona saturada del acuífero (Fig. 6.44B), en el flujo del manantial, como se ha deducido previamente (y en el mismo período: 2008/09-2009/10) a partir de los registros verticales de CE y de temperatura en el sondeo de Palomeras-1 (Figs. 6.38 y 6.39).

Por otro lado, las escasas variaciones en las respuestas naturales registradas en el manantial del Barranco de Palomeras (M-20; Fig. 6.42), especialmente durante el último año hidrológico (2009/10) -el más húmedo de todos los considerados-, parecen evidenciar una gran capacidad de homogeneización de la señal de entrada cuando el acuífero está en carga. Este acuífero, que está cubierto por las margas y margocalizas cretácicas en el entorno de la surgencia, no parece tener un gran desarrollo de la karstificación, según se deduce de sus respuestas naturales.

Con respecto al sondeo del Arroyo del Cerezo (P-9), durante el primer período de surgencia (febrero a mayo de 2009) las variaciones hidroquímicas fueron menos marcadas, con disminuciones generalizadas de la mayoría de componentes hidroquímicos, salvo de la

temperatura, TAC, Ca^{+2} , COT y NO_3^- , que aumentaron progresivamente (Figs. 6.43 y 6.44B). En este período, las lluvias fueron relativamente abundantes pero discontinuas en el tiempo, lo que ocasionó un ascenso piezométrico continuado. El sondeo fue surgente tres meses y medio después del primer ascenso de cota piezométrica. Esta respuesta hidrodinámica, así como la dilución paulatina de las aguas y las variaciones de escasa magnitud de COT y NO_3^- sugieren la mezcla progresiva de las aguas almacenadas en el acuífero con las aguas de recarga. Cabe recordar que se trata de un sector acuífero confinado, de ahí el carácter surgente del sondeo.

En el período de surgencia del año hidrológico 2009/10 (enero a mayo de 2010) se produjo una mayor heterogeneidad hidroquímica, con cambios más rápidos y de mayor magnitud de casi todos los parámetros (Figs. 6.43 y 6.44B), como consecuencia de las abundantes precipitaciones registradas en este período. La primera respuesta hidroquímica, transcurrido menos de 1 mes desde el comienzo de las lluvias, consistió en una disminución puntual y rápida de los valores de CE y TAC y de los contenidos en SO_4^{-2} , Mg^{+2} y Ca^{+2} , y un aumento de $\log\text{PCO}_2$, COT y NO_3^- (febrero de 2010). No obstante, la tendencia general de la CE (y de la temperatura del agua) ante un período continuado de intensas precipitaciones, fue ascendente, al igual que TAC, SO_4^{-2} , Mg^{+2} e IS_{CAL} , mientras que la evolución de Ca^{+2} , $\log\text{PCO}_2$, Na^+ , Cl^- , COT y NO_3^- resultó ser descendente (Fig. 6.43). Todo ello permite constatar la rápida llegada del agua de infiltración reciente, poco mineralizada y enriquecida en trazadores naturales del suelo (COT y NO_3^-), que es seguida por agua con mayor tiempo de permanencia en el acuífero, más mineralizada y de mayor temperatura, como respuesta a la transferencia de carga hidráulica desde las zonas de recarga hasta este sector confinado del acuífero. Dicho funcionamiento hidrogeológico es coherente con la evolución de las respuestas naturales del manantial del Barranco de Palomeras (M-20) y con las variaciones de CE y temperatura registradas (en profundidad) a lo largo de la columna del sondeo de Palomeras-1 (P-8). No obstante, el análisis conjunto de las respuestas hidrodinámicas, hidrotérmicas y, en especial, de las hidroquímicas apunta a que el sector acuífero captado por el sondeo del Arroyo del Cerezo tampoco debe presentar una karstificación muy elevada.

6.5.4.3 Manantial del Carrizal (M-24)

Los valores de conductividad eléctrica (CE) del agua drenada por la surgencia muestran una tendencia decreciente en el transcurso del período de investigación (Fig. 6.45), al contrario de lo que ocurre con el caudal, que tiende hacia valores progresivamente más elevados conforme aumenta la pluviometría. Sin embargo, la temperatura del agua varía muy poco.

La evolución de las respuestas hidroquímicas, durante las crecidas del manantial, muestra diluciones significativas en la mineralización del agua, cuya magnitud es proporcional a la intensidad y a la cuantía de las precipitaciones que las generan, y disminuciones de casi todos los componentes hidroquímicos (Fig. 6.45). Durante los períodos de decrecida y agotamiento, las aguas tienden a recuperar paulatinamente los valores de CE previos a las crecidas hidrodinámicas. Estas diluciones se producen rápidamente, en 1-2 días, casi de forma sincrónica con las puntas de las crecidas, y pueden alcanzar valores máximos del orden de 30 $\mu\text{S}/\text{cm}$, lo que representa un 7 % con respecto a la mineralización del agua previa a la dilución. La escasa magnitud de los descensos de CE registrados, así como las sutiles disminuciones de temperatura que experimenta el agua, de 0,1-0,2 °C (Fig. 6.45), ponen de manifiesto el bajo desarrollo de la karstificación en el acuífero que drena el manantial del Carrizal.

Los parámetros hidroquímicos TAC, Ca^{+2} , Mg^{+2} , Na^+ , Cl^- y, en menor medida, SO_4^{-2} varían de forma parecida a los valores de CE de las aguas del manantial (Fig. 6.45). No obstante, los contenidos en SO_4^{-2} , a diferencia del resto de componentes anteriores, tienden a aumentar ligeramente a lo largo del período de estudio.

Los contenidos de NO_3^- muestran un aumento progresivo durante el período de estudio (Fig. 6.45), aunque la evolución general puede verse interrumpida por aumentos rápidos y puntuales (septiembre de 2007, octubre de 2008 y diciembre de 2009), de cierta magnitud -de hasta 11 mg/l-, en respuesta a los primeros eventos pluviométricos de cada año hidrológico, frecuentemente de carácter tormentoso.

Las concentraciones de COT suelen variar entre 0,1 y 0,3 mg/l (Fig. 6.45), con valores levemente superiores durante el período de aguas altas. Como consecuencia de la intensa recarga provocada por las precipitaciones de diciembre de 2009, se detectó un aumento puntal de COT de mayor magnitud, que alcanzó el valor de 0,57 mg/l (Fig. 6.45) y coincidió con el pico de NO_3^- de máxima concentración del período de registro (25 mg/l).

Los valores de $\log\text{PCO}_2$ tienden a disminuir ligeramente a lo largo del período de investigación (Fig. 6.45). En general, se observan aumentos de la presión parcial de CO_2 en las aguas de la surgencia como respuesta a los episodios más importantes de recarga y disminuciones durante el período no influenciado por las lluvias. No obstante, los valores mínimos de $\log\text{PCO}_2$ se registraron como consecuencia de las lluvias de primavera (abril) de 2008 (Fig. 6.45). Las aguas del manantial se encuentran en equilibrio o ligeramente saturadas en calcita, con tendencia general hacia la sobresaturación, excepto en algunos períodos de aguas altas.

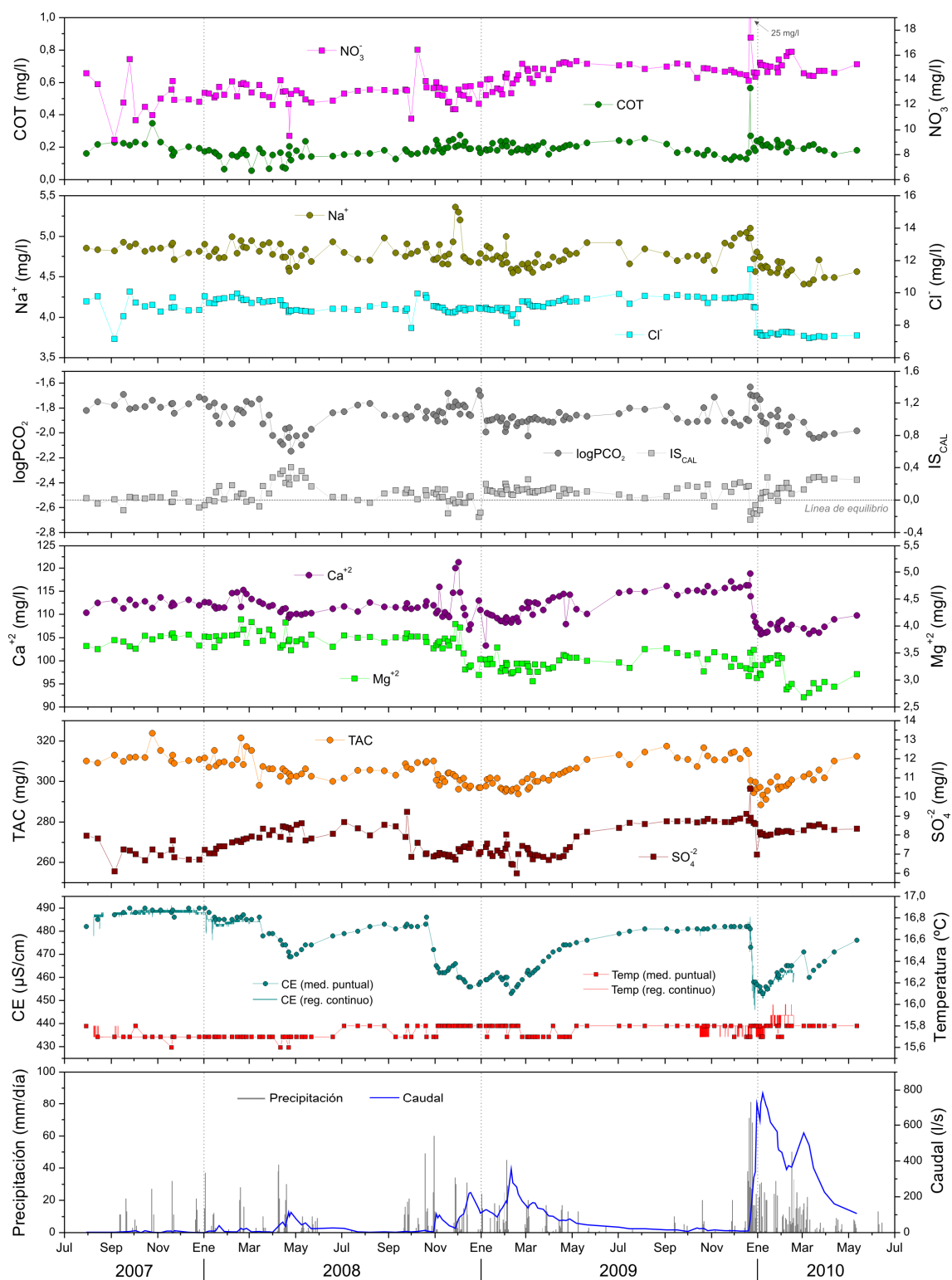


Figura 6.45. Evolución temporal de la composición química de las aguas drenadas por el manantial del Carrizal (M-24) durante el período de investigación.

Se ha efectuado un análisis de componentes principales con las 141 muestras de agua cogidas en el manantial del Carrizal. Las variables hidroquímicas consideradas, así como los resultados obtenidos a partir del análisis estadístico, se resumen en la tabla 6.20 y en la figura 6.46.

La matriz de correlación de la tabla 6.20 permite constatar la correlación existente entre la conductividad eléctrica del agua del manantial del Carrizal (M-24) y las variables TAC, Ca^{+2} y Mg^{+2} . El resto de variables hidroquímicas (particularmente COT, temperatura, NO_3^- , IS_{CAL} e IS_{DOL}) presentan una baja relación estadística y de signo negativo con la conductividad eléctrica.

	CE	Temp	COT	TAC	F^-	Cl^-	NO_3^-	SO_4^{-2}	Na^+	K^+	Ca^{+2}	Mg^{+2}	$\log\text{PCO}_2$	IS_{CAL}	IS_{DOL}
CE	1														
Temp	-0,155	1													
COT	-0,200	0,030	1												
TAC	0,816	-0,039	-0,259	1											
F^-	0,509	-0,043	-0,192	0,437	1										
Cl^-	0,496	-0,125	-0,038	0,399	0,338	1									
NO_3^-	-0,136	0,100	0,409	-0,200	0,009	0,106	1								
SO_4^{-2}	0,163	0,005	-0,012	0,111	0,460	0,082	0,474	1							
Na^+	0,417	-0,044	0,064	0,335	0,224	0,525	-0,079	0,034	1						
K^+	0,215	-0,161	0,046	0,178	0,043	0,383	-0,056	-0,184	0,315	1					
Ca^{+2}	0,556	-0,037	-0,021	0,498	0,256	0,657	0,038	0,069	0,660	0,269	1				
Mg^{+2}	0,550	-0,194	-0,198	0,382	0,341	0,430	-0,434	-0,113	0,519	0,259	0,393	1			
$\log\text{PCO}_2$	0,267	0,089	0,259	0,201	0,114	0,282	0,015	-0,139	0,326	0,211	0,345	0,254	1		
IS_{CAL}	-0,093	-0,095	-0,308	0,009	-0,035	-0,177	-0,054	0,150	-0,232	-0,172	-0,193	-0,173	-0,974	1	
IS_{DOL}	-0,043	-0,119	-0,338	0,038	0,007	-0,141	-0,124	0,130	-0,177	-0,142	-0,177	-0,035	-0,957	0,988	1

Tabla 6.20. Matriz de correlación del ACP realizado con los datos hidroquímicos del manantial del Carrizal (M-24).

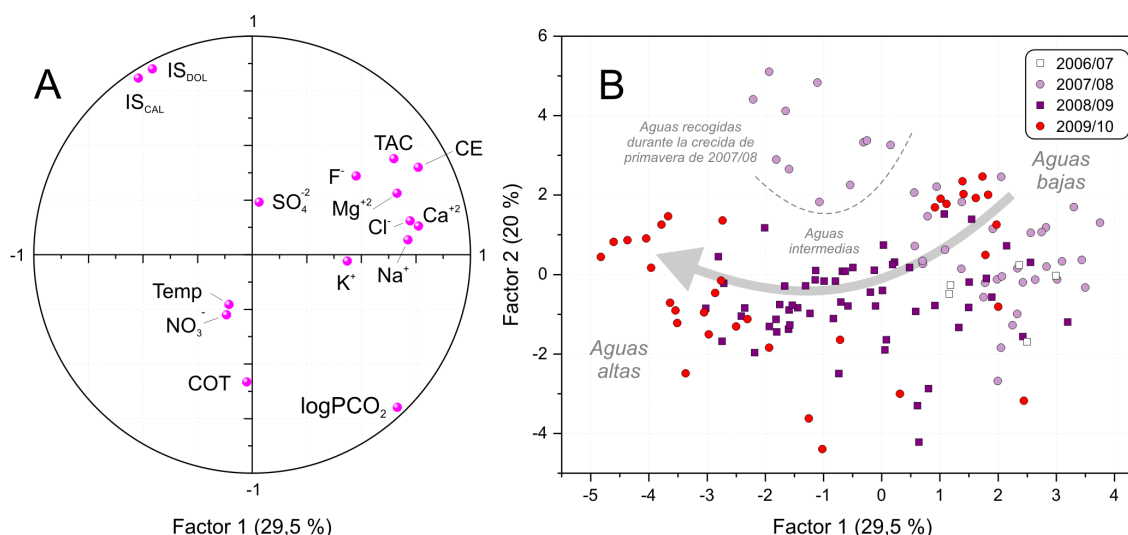


Figura 6.46. Representación de los planos factoriales de las variables (A) y de las unidades estadísticas (B) del análisis de componentes principales realizado con los datos hidroquímicos del manantial del Carrizal (M-24).

El porcentaje de varianza explicado por los dos factores principales del ACP (49,5 %) denota un cierto grado de homogeneidad en las características hidroquímicas de las aguas

analizadas (Fig. 6.46). El factor 1 (29,5 %), engloba las variables CE, Ca^{+2} , Cl^- , Na^+ , Mg^{+2} y TAC, en la parte positiva del eje, y representa la mineralización de las aguas. Por su parte, el factor 2 (20%) está definido por los índices de saturación (IS_{CAL} e IS_{DOL}), en la parte positiva, y las variables $\log\text{PCO}_2$ y COT, en la negativa. Dicho factor caracteriza los procesos de infiltración en el acuífero y el sistema calcocarbónico de las aguas. Las variables con mayor peso estadístico en el factor 3, no representado en la figura 6.46A, son temperatura, NO_3^- y SO_4^{2-} .

La distribución de las unidades estadísticas (Fig. 6.46B), muy dispersas a lo largo del plano factorial 1-2, permite distinguir:

- Aguas de estiaje (aguas bajas): en la parte definida por los valores positivos del factor 1. Tienen mayor mineralización, concentraciones más elevadas de los componentes hidroquímicos que derivan de la disolución de los materiales acuíferos y contenidos mínimos de trazadores de infiltración rápida. Todas estas características químicas son inherentes a las aguas de la zona saturada del acuífero.
- Aguas de crecida (aguas altas): muestras localizadas en la parte negativa del factor 1, de baja mineralización y con los mayores contenidos de NO_3^- y COT. Corresponden a las muestras recogidas en situaciones de máxima crecida en los años hidrológicos 2008/09 y 2009/10, cuando debió producirse una gran participación de la zona no saturada del acuífero, especialmente del suelo y del epikarst.
- Aguas de transición (de composición intermedia): están situadas en torno al origen de coordenadas y presentan características hidroquímicas mixtas, es decir, mineralización y contenidos intermedios de la mayoría de componentes hidroquímicos. Es el caso de las aguas muestreadas en los años hidrológicos 2007/08 y 2008/09. Las que corresponden a la crecida de la primavera de 2007/08 muestran los valores más elevados de saturación en calcita y dolomita.

El funcionamiento hidrogeológico del manantial del Carrizal (M-24) está caracterizado por variaciones hidroquímicas de moderada-baja magnitud, que se llevan a cabo durante los períodos de crecida. La mezcla de agua recién infiltrada con la almacenada en el acuífero provoca aumentos puntuales y relativamente rápidos de NO_3^- y, a veces de COT, y una disminución paulatina de los parámetros característicos de la zona saturada (TAC, Ca^{+2} , Mg^{+2}). La temperatura del agua permanece casi invariante como consecuencia de la gran capacidad de filtro del sector acuífero drenado por la surgencia, que permite atenuar las variaciones hidrotérmicas inducidas por la temperatura del aire y por el efecto de la recarga. A medida que se establece la decrecida y el agotamiento del manantial se recuperan progresivamente los valores previos al período de precipitaciones de la mayoría de componentes hidroquímicos. Parece que la zona saturada participa mayoritariamente en el flujo de descarga durante condiciones hidrodinámicas de aguas bajas. El hecho de que la

tendencia de los contenidos en NO_3^- de las aguas sea ascendente a lo largo del período de registro indica que se está produciendo una contaminación progresiva de las aguas como consecuencia de las actividades ganaderas y agropecuarias que se desarrollan en el entorno del manantial.

Por consiguiente, el análisis de las respuestas hidrogeológicas del manantial del Carrizal (M-24) pone de manifiesto que el funcionamiento hidrogeológico de la surgencia está dominado por un sistema de drenaje con un desarrollo moderado-bajo de la karstificación, tanto en la zona no saturada, que amortigua la señal de entrada, como en la zona saturada, que homogeneiza dicha señal.

6.5.4.4 Manantial de Cañamero (M-26)

La conductividad eléctrica (CE) y la temperatura del agua drenada por la surgencia, así como los principales componentes hidroquímicos, muestran valores bajos durante los períodos de aguas altas y elevados en estiaje (Fig. 6.47).

La respuesta tipo del manantial durante el período de precipitaciones se caracteriza por un aumento rápido de caudal (con un desfase en torno a 1-2 días), proporcional a la magnitud del evento pluviométrico, y un descenso generalizado de la mineralización, temperatura y de la mayoría de componentes químicos de las aguas (Figs. 6.47 y 6.48). Estas diluciones, especialmente significativas durante los períodos de recarga (diciembre de 2007 a mayo de 2008, octubre de 2008 a marzo de 2009 y diciembre de 2009 a marzo de 2010) se producen de forma rápida, durante un período máximo de 13 días, y alcanzan magnitudes que superan los 80 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (20 % con respecto al estado de máxima mineralización previo a la recarga).

Los parámetros hidroquímicos TAC, Ca^{+2} , Na^+ , Mg^{+2} , SO_4^{-2} y Cl^- evolucionan de forma similar a la CE y a la temperatura del agua (Figs. 6.47 y 6.48). Durante los periodos de aguas altas, los contenidos de Mg^{+2} , SO_4^{-2} y Cl^- permanecen bajos, a diferencia de los valores de TAC y de la concentración de Ca^{2+} , que aumentan rápidamente después de la dilución ocasionada por la primera crecida del año hidrológico. Sin embargo, COT y NO_3^- difieren del comportamiento hidroquímico general descrito, con aumentos rápidos y puntuales de concentración, proporcionales a la intensidad y magnitud de los principales eventos de precipitación, tras los cuales se registra una tendencia decreciente a medida que se establece el agotamiento del manantial. Los aumentos más significativos de ambos componentes se observan después de las primeras crecidas importantes del año (Figs. 6.47 y 6.48), en las que se alcanzan concentraciones máximas (Tab. 6.15): 0,72 mg/l de COT (27/12/2009) y 13,3 mg/l de NO_3^- (20/10/2008).

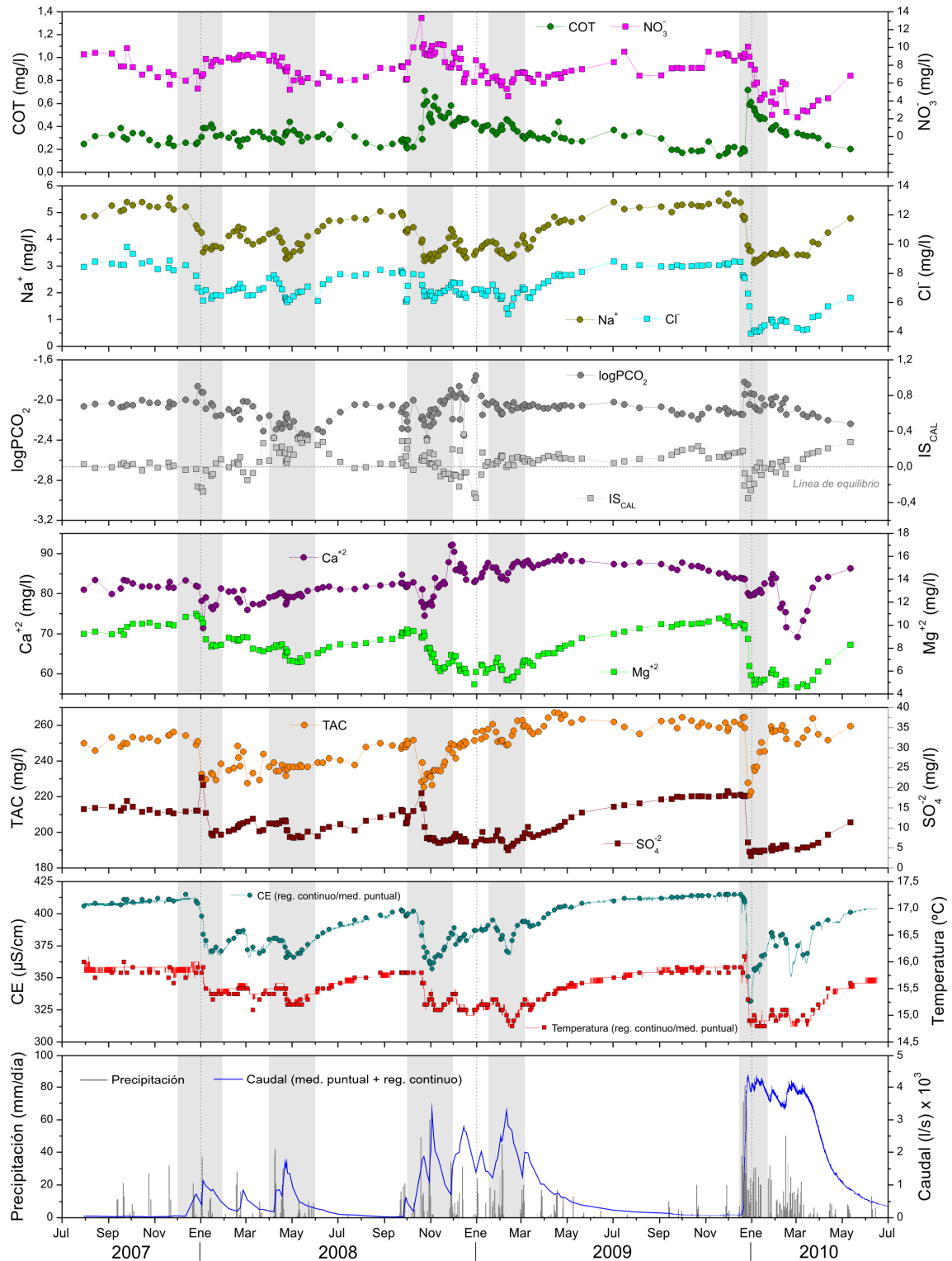


Figura 6.47. Evolución temporal de la composición química de las aguas drenadas por el manantial de Cañamero (M-26) durante el período de investigación. Las áreas grises representan las crecidas representadas en la figura 6.48.

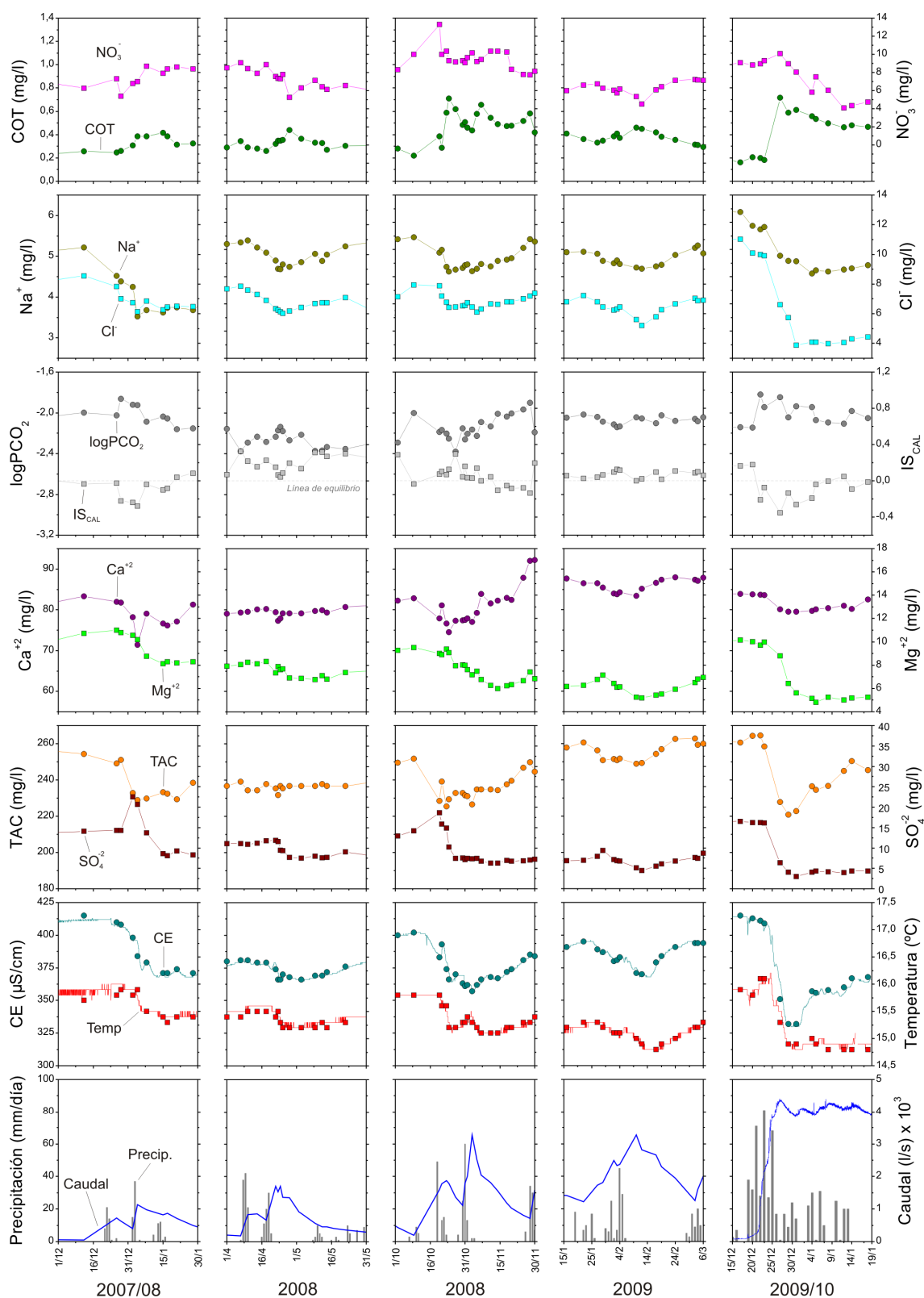


Figura 6.48. Detalle de las evoluciones hidroquímicas de cinco crecidas registradas en el manantial de Cañamero (M-26) durante el período de investigación. La situación de cada crecida en la evolución general de las respuestas naturales de la surgencia puede verse en la figura 6.47.

Las aguas de la surgencia permanecen en equilibrio o ligeramente saturadas con respecto a la calcita durante la mayor parte del tiempo (Figs. 6.47 y 6.48), aunque durante las crecidas de gran magnitud (diciembre de 2008 y 2009), especialmente en el período otoño-invierno, se registran valores de IS_{CAL} inferiores a 0. La sobresaturación de las aguas en este mineral se alcanza durante el período de recesión de caudales del manantial (decrecida y agotamiento), o bien en la época de primavera tras un período de abundantes lluvias (abril-junio de 2008). La evolución de la presión parcial de CO_2 es opuesta a la de IS_{CAL} (Figs. 6.47 y 6.48), de manera que los valores más altos del primero suelen detectarse durante los episodios más importantes de recarga. No obstante, los mínimos valores de PCO_2 registrados en las aguas corresponden a las lluvias caídas en la primavera de 2008.

Se ha realizado un análisis estadístico multivariante (ACP) a partir de las muestras de agua (182) recogidas en el manantial de Cañamero (M-26), en su *trop plein* (Prado Medina, M-22) y en el sondeo de Prado Medina (S-40). Se han considerado las 15 variables hidroquímicas incluidas en la tabla 6.21 y representadas en la figura 6.49.

Los coeficientes de correlación estadística obtenidos (Tab. 6.21) permiten deducir que la mineralización de las aguas está condicionada principalmente por las concentraciones de Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , Mg^{+2} y con los valores de TAC. Los contenidos de COT varían de forma opuesta a como lo hacen los parámetros anteriores y la conductividad eléctrica.

	CE	Temp	COT	TAC	F ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻²	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	logPCO ₂	IS _{CAL}	IS _{DOL}
CE	1														
Temp	0,623	1													
COT	-0,750	-0,521	1												
TAC	0,744	0,131	-0,533	1											
F ⁻	0,495	0,803	-0,495	0,127	1										
Cl ⁻	0,780	0,650	-0,578	0,405	0,588	1									
NO ₃ ⁻	0,008	0,505	0,136	-0,283	0,514	0,263	1								
SO ₄ ⁻²	0,765	0,770	-0,648	0,284	0,638	0,817	0,216	1							
Na ⁺	0,857	0,697	-0,683	0,517	0,606	0,851	0,110	0,792	1						
K ⁺	0,223	0,297	-0,111	-0,031	0,114	0,261	0,239	0,243	0,246	1					
Ca ⁺²	0,462	0,199	-0,134	0,586	0,130	0,340	0,216	0,125	0,363	0,211	1				
Mg ⁺²	0,676	0,574	-0,570	0,249	0,409	0,813	0,034	0,877	0,766	0,281	0,064	1			
logPCO ₂	0,159	0,047	0,087	0,223	-0,016	0,093	0,027	0,025	0,111	0,109	0,250	0,046	1		
IS _{CAL}	0,156	0,056	-0,290	0,180	0,103	0,089	-0,064	0,095	0,119	-0,080	0,087	0,040	-0,909	1	
IS _{DOL}	0,403	0,207	-0,495	0,251	0,179	0,423	-0,136	0,449	0,416	0,032	0,027	0,506	-0,771	0,865	1

Tabla 6.21. Matriz de correlación del ACP efectuado con los datos hidroquímicos de los manantiales de Cañamero (M-26) y Prado Medina (M-22) y del sondeo homónimo (S-40).

En el espacio de las variables (Fig. 6.49A) los dos factores principales explican el 61,8 % de la varianza. El factor 1 (43,6 %) engloba, en la parte positiva, a la CE, temperatura y a la mayoría de las variables hidroquímicas y, en la parte negativa, al contenido en COT. Este factor principal es indicativo de la mineralización y del tiempo de permanencia de las aguas en el acuífero. El factor 2 (18,2 %) incluye la variable logPCO₂, en la parte positiva, y los

índices de saturación en calcita y dolomita, en la parte negativa. Este eje representa el sistema calcocarbónico, que controla los procesos de disolución/precipitación de carbonatos en las aguas.

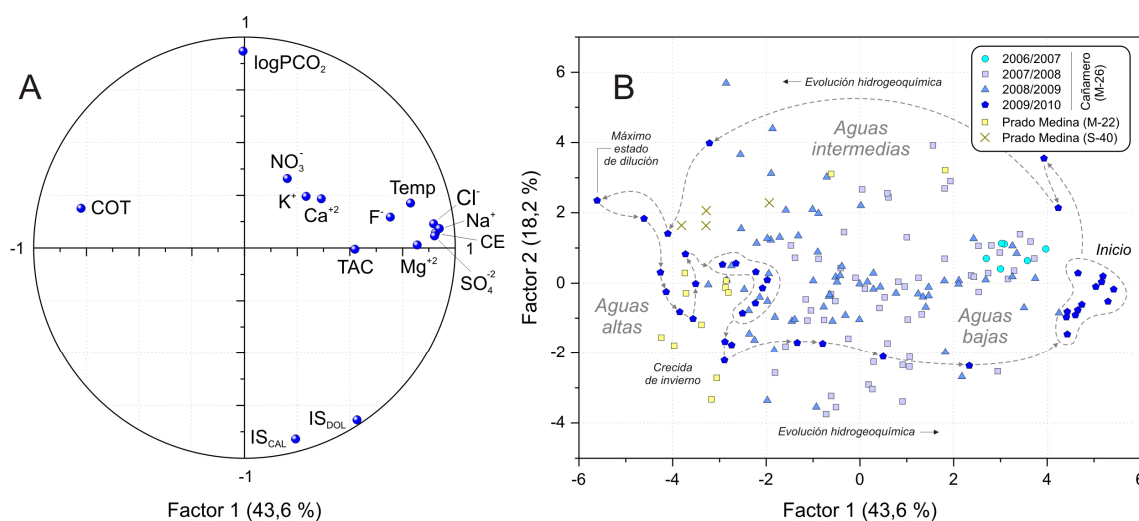


Figura 6.49. Representación de los planos factoriales de las variables (A) y de las unidades estadísticas (B) del análisis de componentes principales realizado con los datos hidroquímicos de los manantiales de Cañamero (M-26) y Prado Medina (M-22) y del sondeo de Prado Medina (S-40).

El espacio de las unidades estadísticas (Fig. 6.49B) muestra la variabilidad hidroquímica de las aguas del manantial de Cañamero (M-26) a lo largo del período de estudio, en función de las condiciones hidrodinámicas (aguas altas, intermedias y bajas). La heterogeneidad hidroquímica aumenta progresivamente durante el periodo de investigación (mayor dispersión entre las muestras de cada año hidrológico) y es especialmente marcada en el año hidrológico más húmedo (2009/10). Las características químicas de las aguas de la surgencia permiten describir la siguiente evolución (Fig. 6.49B):

- En la parte positiva del factor 1 (inicio) se encuentran las muestras recogidas en condiciones de aguas bajas, con mayor mineralización, temperatura y los contenidos más elevados en la mayoría de los parámetros relacionados con la disolución de los materiales acuíferos.
- El tránsito hacia condiciones de aguas altas queda definido por el desplazamiento de las muestras hacia posiciones próximas al origen de coordenadas (desde valores positivos a negativos del factor 1 y en el rango de valores positivos del factor 2). Así, las aguas drenadas en las primeras crecidas del año presentan, entre otras características hidroquímicas, valores de PCO_2 más elevados.
- Las muestras que caracterizan las crecidas de mayor magnitud (lluvias invernales y de primavera), a veces en respuesta a tormentas de cierta intensidad, se localizan en la parte negativa del factor 1. Se trata de aguas muy diluidas, frías y ricas en COT. Las

composiciones extremas corresponden a las muestras del manantial de Cañamero (M-26) recogidas durante el invierno de 2009/10 (valores más negativos del factor 1), así como a las de la surgencia de Prado Medina (M-22) y sondeo homónimo (S-40; ambos activos sólo durante el invierno del último año hidrológico).

- Las aguas de decrecida y agotamiento, algo más saturadas en calcita (y dolomita) que el resto, evolucionan a lo largo del factor 1 -desde valores negativos a positivos- y en el rango de valores negativos del factor 2 (términos más mineralizados), aunque retornan progresivamente hacia el punto (de inicio) en el que se sitúan las aguas recogidas en estiaje.

La evolución temporal de las características químicas del agua drenada por el manantial de Cañamero presenta una pauta similar durante los años del período de investigación. No obstante, las diferencias en la magnitud de las variaciones experimentadas por el caudal, la temperatura, la conductividad eléctrica y la mayoría de los componentes químicos disueltos en las aguas ponen de manifiesto la gran heterogeneidad hidroquímica del acuífero drenado por la surgencia (Barberá y Andreo, 2011).

Las diluciones rápidas y de cierta magnitud que tienen lugar como respuesta a los principales eventos de recarga revelan la existencia de flujos rápidos, desde las áreas de recarga hasta los puntos de descarga, a través de un sistema de conductos kársticos, fracturas y fisuras (Fig. 6.50). Este patrón de flujo es el resultado de la mezcla de agua almacenada en el acuífero con el agua de reciente infiltración, enriquecida en TAC y Ca^{+2} y en trazadores naturales de origen orgánico, principalmente COT y NO_3^- , que proceden de las partes más superficiales del acuífero (suelo y epikarst). El enriquecimiento simultáneo de parámetros característicos de la disolución de materiales acuíferos y de trazadores de infiltración rápida tras los principales episodios de recarga, pone de manifiesto que, en la zona no saturada se producen los procesos de karstificación más importantes. En crecida, el agua de infiltración circula rápidamente a través de la zona no saturada y se incorpora a la zona saturada del acuífero, de manera que la primera participa más activamente en el flujo subterráneo del manantial en periodos influenciados por las precipitaciones. El agua satura los conductos kársticos y, desde éstos, fluye hacia los bloques anexos capacitivos (Fig. 6.50).

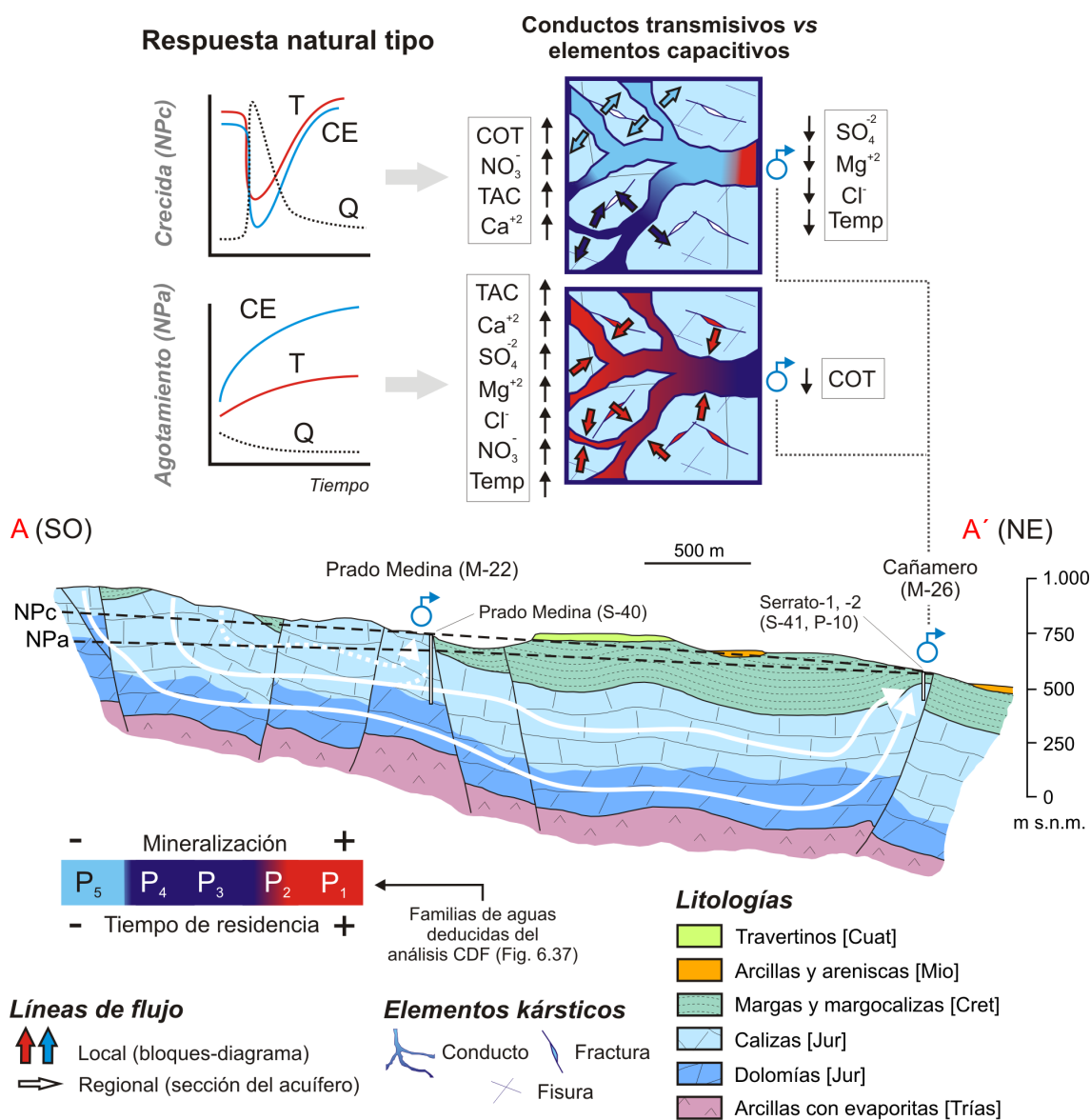


Figura 6.50. Esquema hidrogeológico interpretativo del acuífero drenado por el manantial de Cañamero (M-26) y su trop plein (Prado Medina, M-22), en el que se representa la distribución de la mineralización (deducida a partir del análisis de CDF, Fig. 6.37), la evolución hidroquímica de las aguas y las principales líneas de flujo, en diferentes condiciones hidrodinámicas: crecida (NPc) y agotamiento (NPa). Además se representan las evoluciones tipo del caudal (Q), conductividad eléctrica (CE) y temperatura (T) de las aguas de la surgencia.

Tras el cese de las lluvias, comienza el vaciado de los conductos kársticos y, en agotamiento, el agua circula desde los bloques capacitivos (Fig. 6.50). El caudal del manantial decrece y la mezcla con aguas de mayor tiempo de residencia en el acuífero se homogeneiza progresivamente hacia términos mas mineralizados, con mayor temperatura y con concentraciones más elevadas de componentes hidroquímicos (TAC, Ca⁺², Mg⁺², SO₄⁻² y Cl⁻) procedentes de la disolución de las litologías (calizas, dolomías y arcillas con evaporitas) existentes en las partes más profundas del acuífero (Fig. 6.50). Los contenidos de SO₄⁻² y Cl⁻,

aunque bajos, reflejan la disolución de minerales evaporíticos (anhidrita, yeso y halita) existentes en las arcillas triásicas, durante el periodo de estiaje. La evolución similar de dichos componentes es coherente con un origen común, procedente de la zona saturada del acuífero. El contenido de Mg^{2+} de las aguas procede de la disolución de las dolomías jurásicas que predominan en las zonas más bajas del acuífero. Las concentraciones de COT disminuyen durante los periodos de decrecida y agotamiento de la surgencia, mientras que las de NO_3^- tienden a aumentar. La disminución de los valores de COT en el tiempo se debe a la mineralización de la materia orgánica en el flujo a través de la zona no saturada (COT se transforma en TAC). Por su parte, el aumento de los contenidos de NO_3^- característicos del acuífero puede explicarse porque el efecto de dilución de la recarga en el acuífero deja de tener importancia a medida que decrece el caudal de la surgencia.

6.5.5 Hydrogeochemical modeling

The hydrochemical data presented in the former chapters have been used to develop an hydrogeochemical approach which main results have been previously published (Barberá *et al.*, 2014).

6.5.5.1 Background

Geochemical modeling methods applied to major ions are used to identify the hydrogeochemical processes, to quantify solute mass transfer and to delineate groundwater flowpaths in the aquifers (Freeze and Cherry, 1979; Plummer *et al.*, 1990; Parkhurst and Appelo, 1999). Thus, the understanding of the main hydrogeochemical processes affecting chemical composition of the groundwater and the quantification of mineral dissolution rates permit to determine the karstification patterns of carbonate karst aquifers (Almeida *et al.*, 1992; Cardenal *et al.*, 1994; López-Chicano *et al.*, 2001; Moral *et al.*, 2008; Ma *et al.*, 2011).

In the Merinos-Colorado-Carrasco carbonate aquifers (Fig. 6.51), recent studies (Barberá and Andreo, 2011; Barberá *et al.*, 2011) have highlighted the hydrogeological characterization and the functioning of the system, from a detailed hydrochemical data set, among others field observations. In the present chapter, the analysis of the non-conservative chemical parameters dissolved in the spring and borehole waters of the Merinos-Colorado-Carrasco aquifer system has been conducted jointly to the application of inverse geochemical modeling methods, with the purpose of elaborating a hydrogeochemical conceptual model that enhances the hydrogeological background of the test site.

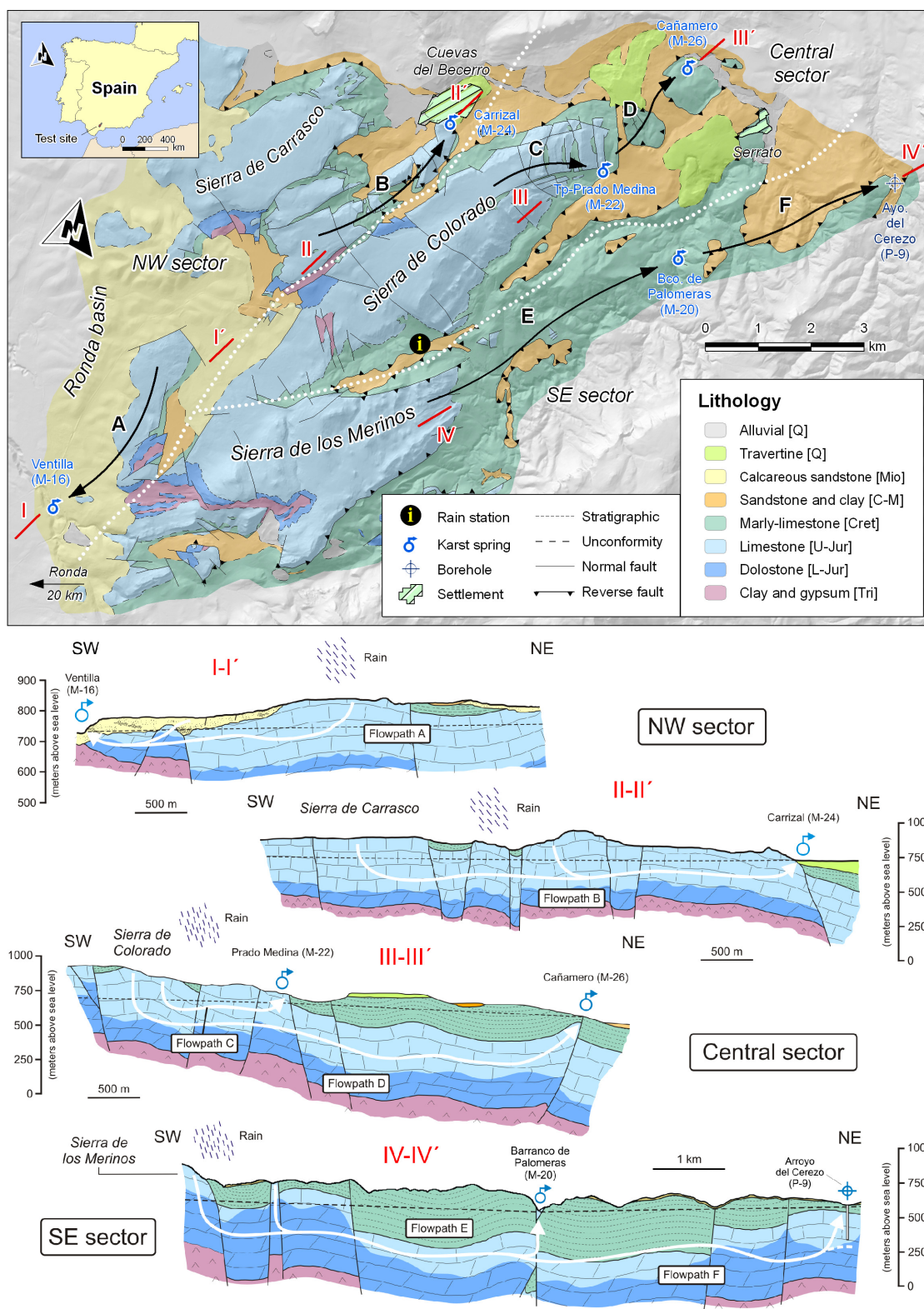


Figure 6.51. Location, geology, and hydrogeological profiles of the test site. Black arrows (A-F) in the map and the white ones in the profiles (I-IV) represent the proposed groundwater flowpaths for hydrogeochemical modeling. Age of lithologies: Triassic [Tri], Lower Jurassic [L-Jur], Upper Jurassic [U-Jur], Cretaceous [Cret], Cretaceous-Miocene [C-M], Miocene [Mio] and Quaternary [Q].

6.5.5.2 Molar relationships defining specific chemical reactions in carbonate karst aquifers

Figure 6.52 (A-D) displays the main ionic (molar) relationships among the non-conservative solutes dissolved in the waters, which are associated with the dissolution of aquifers rocks: Ca^{+2} , Mg^{+2} , TAC and SO_4^{-2} (also rMg/Ca). In Barranco de Palomeras (M-20), Carrizal (M-24) and Ventilla (M-16) spring waters, rMg/Ca progressively increases as alkalinity values, except for the low flow samples, showing linear regressions with different slopes (Fig. 6.52A). Low flow samples of Cañamero spring (M-26) and Arroyo del Cerezo borehole (P-9) waters seem to describe a similar trend between both hydrochemical indicators, although the slope defined by the samples is significantly higher. Only low flow samples of Ventilla spring have an inverse hydrochemical relationship: rMg/Ca diminishes as alkalinity increases. In high and intermediate flow samples of Cañamero spring, Ca^{+2} contents increase and consequently rMg/Ca decreases, while alkalinity values are relatively similar (Fig. 6.52A).

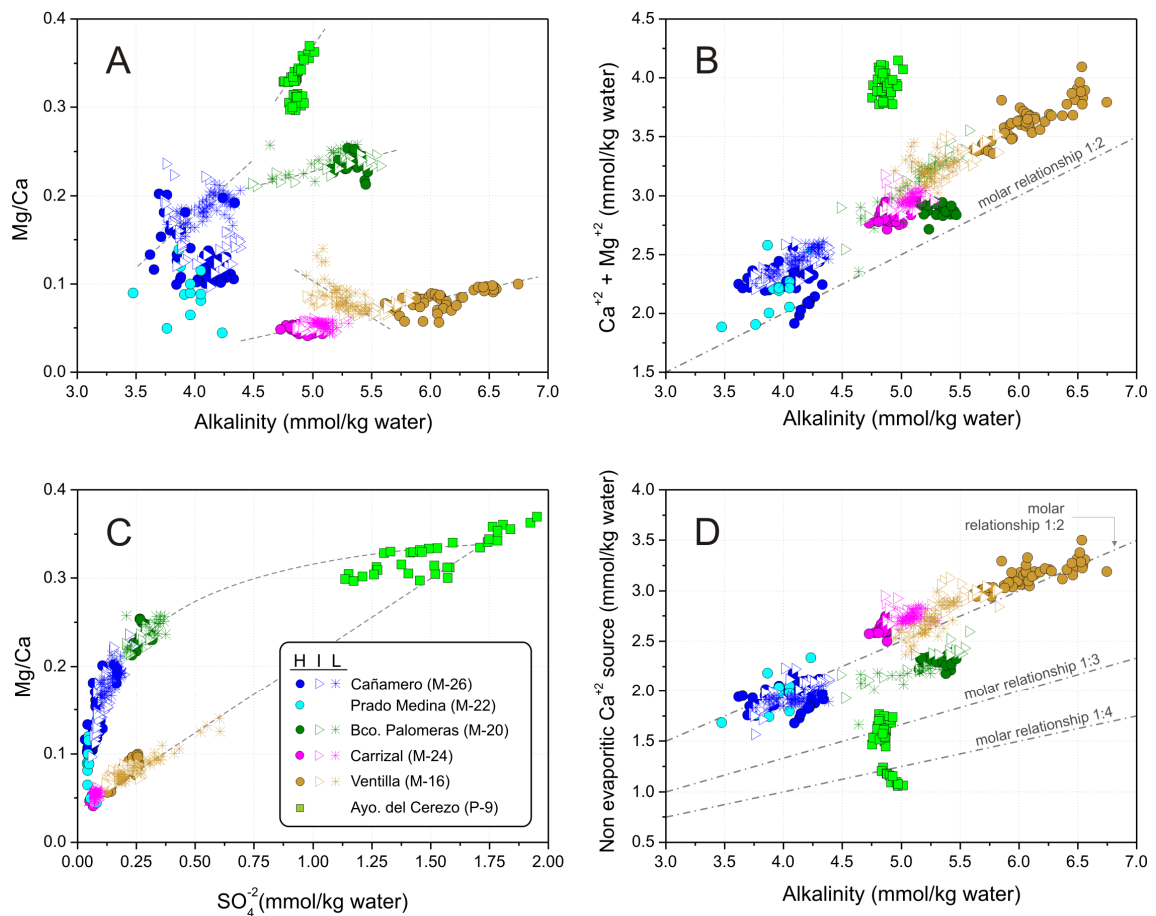


Figure 6.52. Scatter diagrams of ionic relationships among carbonate (A and B) and evaporite (C and D) dissolution parameters in the studied karst waters. Hydrodynamic conditions in which the groundwater samples were collected: (H) high, (I) intermediate and (L) low flow.

Molar relationship $\text{Ca}^{+2} + \text{Mg}^{+2}$ versus alkalinity (Fig. 6.52B) displays most of the samples parallelly aligned to the theoretical stoichiometric line 1:2, equivalent to the molar relationship 0.45:1 modeled using PHREEQC v.2.17 (Parkhurst and Appelo, 1999), which defines the selective dissolution of calcite and dolomite. Just some of the high flow samples of Cañamero and Prado Medina springs, and practically all high flow samples of Barranco de Palomeras spring, describe this line. Arroyo del Cerezo borehole waters show high $\text{Ca}^{+2} + \text{Mg}^{+2}$ contents, while alkalinity presents equivalent values to that of Carrizal spring waters.

Relationship between rMg/Ca and SO_4^{-2} evidences two different trends in the set of samples (Fig. 6.52C). By one side, samples of Prado Medina (M-22), Cañamero (M-26) and Barranco de Palomeras (M-20) and some of the Arroyo del Cerezo borehole (P-9) define a logarithmic curve, which tends to asymptotize in the range of high SO_4^{-2} contents. By other side, Carrizal (M-24), Ventilla (M-16) and the rest of the Arroyo del Cerezo borehole samples define a linear trend, between the two end-members groups.

In the plot D of the figure 6.52, the non evaporitic Ca^{+2} source of the waters (Ca^{+2} from evaporite origin removed from the total Ca^{+2} measured in the samples) are represented versus alkalinity. Most of samples are scattered over the stoichiometric line 1:2 (in this case, the fitting of the samples is much better), which control calcite net dissolution. Samples of Barranco de Palomeras spring and some of the samples of Cañamero spring -especially those taken in high flow conditions- are parallel to the line 1:2, although they present a slightly lower non evaporitic Ca^{+2} proportion than the rest. Two clusters in the Arroyo del Cerezo borehole samples can be differentiated, showing the minimum Ca^{+2} contents from carbonate mineral dissolution. The cluster of samples with higher (non evaporitic) Ca^{+2} contents are located over the stoichiometric line 1:3, defining simultaneous calcite and dolomite dissolution processes. The remaining group of waters (the minimum Ca^{+2} concentrations of evaporite origin), which defines a negative relationship between both hydrochemical parameters, outline the molar relationship 1:4, representing dolomite net dissolution processes.

6.5.5.3 Inverse geochemical modelling

A solute mass transfer along the main groundwater flowpaths of the studied aquifers (A-F, in Fig. 6.51) has been calculated using NETPATH software (Plummer *et al.*, 1994) in order to propose a hydrogeochemical conceptual model and test the chemical (dissolution/precipitation) reactions that take place in the studied aquifers. Geochemical calculations consist in modeling flowpaths according to three degree of chemical evolution state of the waters taken on each site (Tab. 6.22): early (maximum dilution, X_D), intermediate

(average composition, X_I) and evolved (maximum mineralization, X_M). In the monitoring sites with intermediate and high flow samples (Prado Medina overflow spring and Arroyo del Cerezo borehole) were differentiated just two degrees of chemical evolution in the waters (X_I and X_M). The modeling sequence was performed as follows (see figure 6.51):

- *Single point flowpath* (A, B, C, E): Rain- X_D (step 1), X_D - X_I (step 2) and X_I - X_M (step 3),
- *Double point flowpath* (D, F): X_D - Y_D (step 1), X_I - Y_I (step 2) and X_M - Y_M (step 3),

being X a local discharge site and Y a regional discharge site.

Flow path	Description of the aquifer sector	Geochemical stage	Initial-final solutions	Gas		Mineral phase				Exchange
				CO ₂	Calcite	Dolomite	Gypsum	Halite	Na/Ca	
A	Local buried discharge area (NW): Ventilla spring (M-16)	Early	R- V_D	3,057	2,185	0,196	0,171	0,199	-	
		Intermediate	V_D - V_I	0,768	0,237	0,034	0,051	0,009	-	
		Evolved	V_I - V_M	0,676	0,309	0,099	0,029	-0,009	0,016	
B	Local uncovered discharge zone (NW): Carrizal spring (M-24)	Early	R- Z_D	3,504	2,377	0,132	0,063	0,211	-	
		Intermediate	Z_D - Z_I	-0,264	-0,035	-0,004	0,005	0,005	-	
		Evolved	Z_I - Z_M	-0,279	-0,084	-0,008	-0,011	-0,046	0,019	
C	Local uncovered discharge area (CE): Prado Medina spring (M-22)	Early	R- P_D	2,071	1,497	0,204	0,037	0,064	0,013	
		Intermediate	P_D - P_I	0,555	0,544	-0,112	0,039	0,059	-	
		Evolved	-	-	-	-	-	-	-	
D	Regional buried discharge zone (CE): Cañamero spring (M-26)	Early	P_D - C_D	0,522	0,052	-0,002	-0,013	0,012	-	
		Intermediate	P_I - C_I	-0,265	-0,546	0,206	0,026	0,035	-	
		Evolved	C_I - C_M	0,188	-0,149	0,109	0,043	0,037	0,001	
E	Local buried discharge area (SE): Bco. Palomeras spring (M-20)	Early	R- L_D	3,147	1,453	0,608	0,359	0,301	-	
		Intermediate	L_D - L_I	-0,008	0,066	-0,043	-0,077	0,035	-	
		Evolved	L_I - L_M	-0,559	-0,090	-0,144	-0,117	-0,028	0,038	
F	Transition buried zone (SE): Ayo. del Cerezo borehole (P-9)	Early	L_D - E_D	-0,237	-0,682	0,243	0,813	0,146	0,028	
		Intermediate	L_I - E_I	-0,464	-1,411	0,572	1,617	-0,022	0,117	
		Evolved	-	-	-	-	-	-	-	

Table 6.22. Mass transfer results along the considered flowpaths (A-F). Negative values indicate precipitation of the mineral phase, while positive ones dissolution. (-) Phase not considered in the calculations. Aquifer sectors in Fig. 6.51: northwestern (NW), central (CE) and southeastern (SE). **Abbreviations:** R, rain; V, Ventilla spring (M-16); Z, Carrizal spring (M-24); P, Prado Medina spring (M-22); C, Cañamero spring (M-26); L, Barranco de Palomeras spring (M-20); E, Arroyo del Cerezo borehole (P-9). **Subscripts:** D, diluted; I, intermediate; M, mineralized.

Modeling results show a maximum generation of CO₂ dissolved and calcite dissolution rate in diluted waters drained by Carrizal spring (Tab. 6.22). Dolomite and halite dissolution rates are higher in low mineralized waters from Barranco de Palomeras spring while maximum gypsum dissolution was calculated for the less evolved waters collected in the Arroyo del Cerezo borehole. Cation exchange processes between Na⁺ and Ca⁺ also appeared to be relatively higher in the latter water samples. CO₂ consumption and calcite precipitation processes are observed in the groundwater drained by Carrizal, Barranco de Palomeras springs and in those taken in the Arroyo del Cerezo outflowing borehole, as mineralization of the waters evolves (Tab. 6.22). Groundwater from Cañamero spring also

reflects a Ca^{+2} deficit, but just in waters with an intermediate and evolved degree of mineralization.

6.5.5.4 Geochemical evolution of the groundwater in the Merinos-Colorado-Carrasco carbonate aquifers

Ca^{+2} and Mg^{+2} concentrations measured in karst waters show a good correlation with alkalinity values, according to the stoichiometric relationship 1:2, that define the simultaneous dissolution of calcite and dolomite (Fig. 6.52B). Thus, the chemistry of early evolved waters are controlled by the dissolution reactions of both carbonate minerals (Figs. 6.52B and D and 6.53), as it is expected due to the nature lithologies forming the aquifers. However, the water samples are scattered according to a molar ratio higher than the theoretical one (parallelly aligned over the line 1:2). The Ca^{+2} and Mg^{+2} excess suggest that geochemical processes participating in the carbonate mineral dissolution are affected by different geochemical mechanisms than those typical of carbonate equilibrium, which are attributed to the dissolution of anhydrite or gypsum from the evaporitic Triassic rocks, that constitute the regional substratum of carbonate aquifers (Fig. 6.51).

The differences in the reaction kinetics between calcite and dolomite, faster in the first one, and the higher dissolution rates of calcite in the more diluted waters (flowpaths A, B, C and E in Tab. 6.22 and Figs. 6.51 and 6.53), suggest that calcite dissolution processes rapidly take place in the shallower zones of the aquifer, where purer limestone exists (Langmuir, 1971; Palmer and Cherry, 1984; Parkhurst and Appelo, 1999). Dolomite dissolution also occurs in the first tens of meters of the aquifer, but in minimum proportions, because even extraordinary pure limestones may contain Mg^{+2} impurities in calcite minerals (Edmunds *et al.*, 1987). Nevertheless, the high development of karst features close to land surface is mainly explained by the predominance of calcite dissolution processes as a consequence of the aquifer recharge. The exokarstic landscape is especially intense in the Jurassic limestones and, in a lesser extent, in the Miocene calcareous sandstones from the Ronda basin (Fig. 6.51), rich in calcite, in which karst features has been originated. In contrast, the development of voids or karst conduits in deeper zones appears to be relatively poor in the NW sector. However, the higher values of alkalinity, CO_2 enrichment and Ca^{+2} in Ventilla spring and the relatively higher dissolution rates of CO_2 and calcite as the waters become more mineralized (Tabs 6.15. and 6.22) could explain the relative differences in the degree of karstification in the NW sector, where Carrizal spring shows a lower development of the karst drainage.

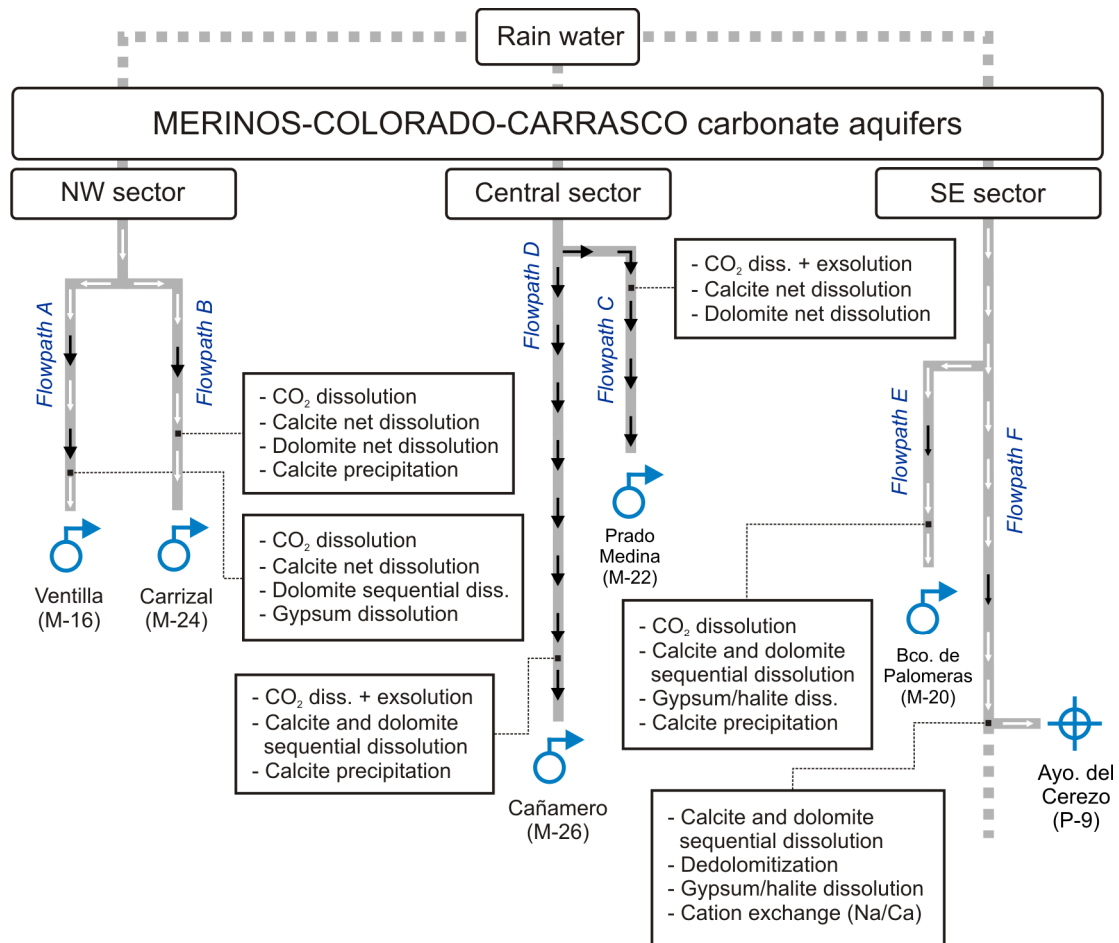


Figure 6.53. Hydrogeochemical conceptual model of the three proposed scenarios for the studied karst aquifers. Predominance of black arrows represents aquifer sectors drained by conduit flow systems while a higher density of white arrows denotes a diffuse flow system.

The results of the inverse geochemical model show that, in general, as groundwater became more mineralized, increase dissolved CO₂ and Ca⁺² concentrations. Therefore, waters progressively dissolve calcite until achieve the oversaturation, and its subsequent precipitation along the flowpath (intermediate and evolved waters in flowpaths B, D, E and F in Tab. 6.22 and Fig. 6.51). An evident consequence of the former geochemical process is the formation of the travertine deposits in connection with Carrizal (M-24), Cañamero (M-26), and also Barranco de Palomeras (M-20) springs, as occurred in the past (Fig. 6.51) (Cruz-Sanjulián, 1981), which corroborates the prevailing calcite oversaturation conditions of the intermediate-evolved waters throughout the test site. Dolomite dissolution generally takes place in deeper zones of the aquifer (where the dolomitic rocks exist), but groundwater requires longer residence times to reach the saturation on this mineral. In the study site, more evolved -and therefore, older- waters flowing throughout the saturated zone are richer in Mg⁺² (also have high Mg/Ca values) due to the presence of the dolomitic formations in the

base of the aquifers (Fig. 6.51). In the case of Cañamero spring (central sector), the waters more mineralized and oversaturated in calcite, due to the addition of dissolved Ca^{+2} and TAC (alkalinity), can achieve calcite precipitation and progressively dissolve more amount of dolomite (Tab. 6.22 and Fig. 6.53). This geochemical process has been defined as incongruent dissolution of dolomite (Wigley, 1973). Other authors reported the same phenomenon (Freeze and Cherry, 1979; Palmer and Cherry, 1984; Edmunds et al., 1987; Moral et al., 2008) consisting in an increase in Mg^{+2} and alkalinity and a slight decrease in Ca^{+2} concentrations.

Groundwater stored in the saturated zone, with longer residence times, tends to reach higher temperature, Mg^{+2} and SO_4^{-2} contents and alkalinity, rMg/Ca and SI_{DOL} values (Arroyo del Cerezo borehole waters; Tabs. 6.15 and 6.22 and Figs. 6.51, 6.52 and 6.53). The addition of Ca^{+2} because of gypsum dissolution (common ion effect) provoked the calcite precipitation in the deeper waters (previously oversaturated in this mineral) and, consequently, dolomite dissolution. Hence, the more evolved waters from a geochemical point are indicative of ongoing dedolomitization processes (Plummer, 1977; Deike, 1990; Plummer *et al.*, 1990; Cardenal *et al.*, 1994; López-Chicano *et al.*, 2001; Capaccioni *et al.*, 2001). Among the effects that characterize this process stand out the rising of Ca^{+2} and Mg^{+2} concentrations (and even SI_{DOL}) and the decreasing in the alkalinity and pH values.

Finally, the high concentrations of SO_4^{-2} and the higher content of Cl^- and Na^+ detected in the groundwater sampled from the Barranco de Palomeras spring and the Arroyo del Cerezo borehole (SE sector; Tab. 6.15 and Figs. 6.51 and 6.53) indicate the presence of gypsum and halite minerals associated to the evaporitic formations. This could also explain the likely occurrence (although minimum) of cation exchange (Na/Ca) processes in the deeper parts of the aquifers, where the Triassic rock basement is rich in clayey minerals.

6.6 COMPOSICIÓN ISOTÓPICA

Los valores medios de $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas subterráneas muestreadas en manantiales y sondeos de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco (Tab. 6.23) están comprendidos entre -6,84 ‰, en el manantial de Cañamero (M-26), y -6,42 ‰, en el de la Ventilla (M-16). Los valores medios de $\delta^2\text{H}$ varían entre -41,68 ‰, en el manantial *trop plein* Prado Medina (M-22), y -39,69 ‰, en el del Carrizal (M-24). El exceso en deuterio (d), en términos generales, presenta valores medios comprendidos entre 10,04 ‰ en el sondeo del Arroyo del Cerezo (P-9) y 13,31 ‰ en el manantial de Cañamero.

Los coeficientes de variación de los isótopos $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ son generalmente bajos y, en cualquier caso, inferiores o iguales al 4 % (Tab. 6.23). En cambio, el coeficiente de variación de exceso en deuterio puede alcanzar hasta el 14 % en el manantial de Prado Medina.

Manantial/Sondeo (Referencia)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)					$\delta^2\text{H}$ (‰)				<i>d</i> , exceso en deuterio (‰)			
	<i>n</i>	<i>mín</i>	<i>máx</i>	<i>med</i>	<i>cv</i>	<i>mín</i>	<i>máx</i>	<i>med</i>	<i>cv</i>	<i>mín</i>	<i>máx</i>	<i>med</i>	<i>cv</i>
Ventilla (M-16)	47	-6,80	-5,42	-6,42	4	-41,48	-38,67	-40,17	2	4,73	13,59	11,21	13
Bco. de Palomeras (M-20)	13	-7,01	-6,18	-6,49	3	-44,04	-38,47	-41,13	3	9,59	12,51	10,79	8
Prado Medina (M-22)	15	-7,26	-5,96	-6,66	4	-44,04	-40,22	-41,68	2	7,45	14,08	11,62	14
Carrizal (M-24)	23	-6,77	-6,17	-6,52	3	-40,82	-38,02	-39,69	2	10,47	14,09	12,45	9
Cañamero (M-26)	65	-7,31	-5,97	-6,84	4	-44,96	-38,62	-41,44	3	8,76	16,66	13,31	11
S. Palomeras-1 (P-8)	3	-6,77	-6,45	-6,64	-	-41,42	-39,91	-40,78	-	10,16	13,76	12,35	-
S. Arroyo del Cerezo (P-9)	11	-6,64	-5,98	-6,44	3	-42,27	-40,51	-41,50	1	7,37	11,64	10,04	11

Tabla 6.23. Valores mínimo (*mín*), máximo (*máx*) y medio (*med*) y coeficiente de variación (*cv*, en %) de los datos de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y exceso en deuterio (*d*) de las aguas subterráneas drenadas por los principales manantiales y sondeos de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco durante el período de investigación.

Las variaciones isotópicas registradas en las aguas de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco difieren según el manantial o sondeo que se considere (Fig. 6.54). En las evoluciones temporales de la composición isotópica de las aguas (Fig. 6.54) se observa que en los manantiales de la Ventilla y del Carrizal los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas son más elevados durante los períodos de crecida y bajos en el estiaje.

En la surgencia de Cañamero (M-26), la variabilidad isotópica de las aguas responde a un comportamiento estacional, marcado por la composición isotópica de las aguas de lluvia, la pluviometría (efecto cantidad) y al estado hidrodinámico del acuífero (Fig. 6.54). Durante el año hidrológico 2007/08, las fluctuaciones de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas son mínimas (0,62 ‰), debido a la escasez de las precipitaciones y a las variaciones isotópicas de poca magnitud de éstas (Fig. 6.54). Durante el año hidrológico 2008/09, las aguas de la surgencia presentan una mayor heterogeneidad isotópica (variaciones absolutas de $\delta^{18}\text{O}$ de hasta 1,17 ‰): se registran rápidos aumentos de caudal acompañados de marcados descensos de los valores de $\delta^{18}\text{O}$, como consecuencia de la infiltración rápida de las aguas de recarga con composiciones isotópicas más ligeras (Fig. 6.54). En el registro isotópico del año 2009/10, la disminución de los valores $\delta^{18}\text{O}$, de cierta magnitud (hasta 0,92 ‰), se produce de forma continuada, como respuesta a las lluvias excepcionalmente cuantiosas acaecidas durante los meses de diciembre, enero y febrero, en los que se acumularon más del 80 % del total anual (Fig. 6.54). A partir del mes de marzo los valores aumentan paulatinamente en las aguas del manantial, a causa del enriquecimiento isotópico (valores menos negativos de $\delta^{18}\text{O}$) de las aguas de recarga durante la primavera. La composición isotópica de las aguas

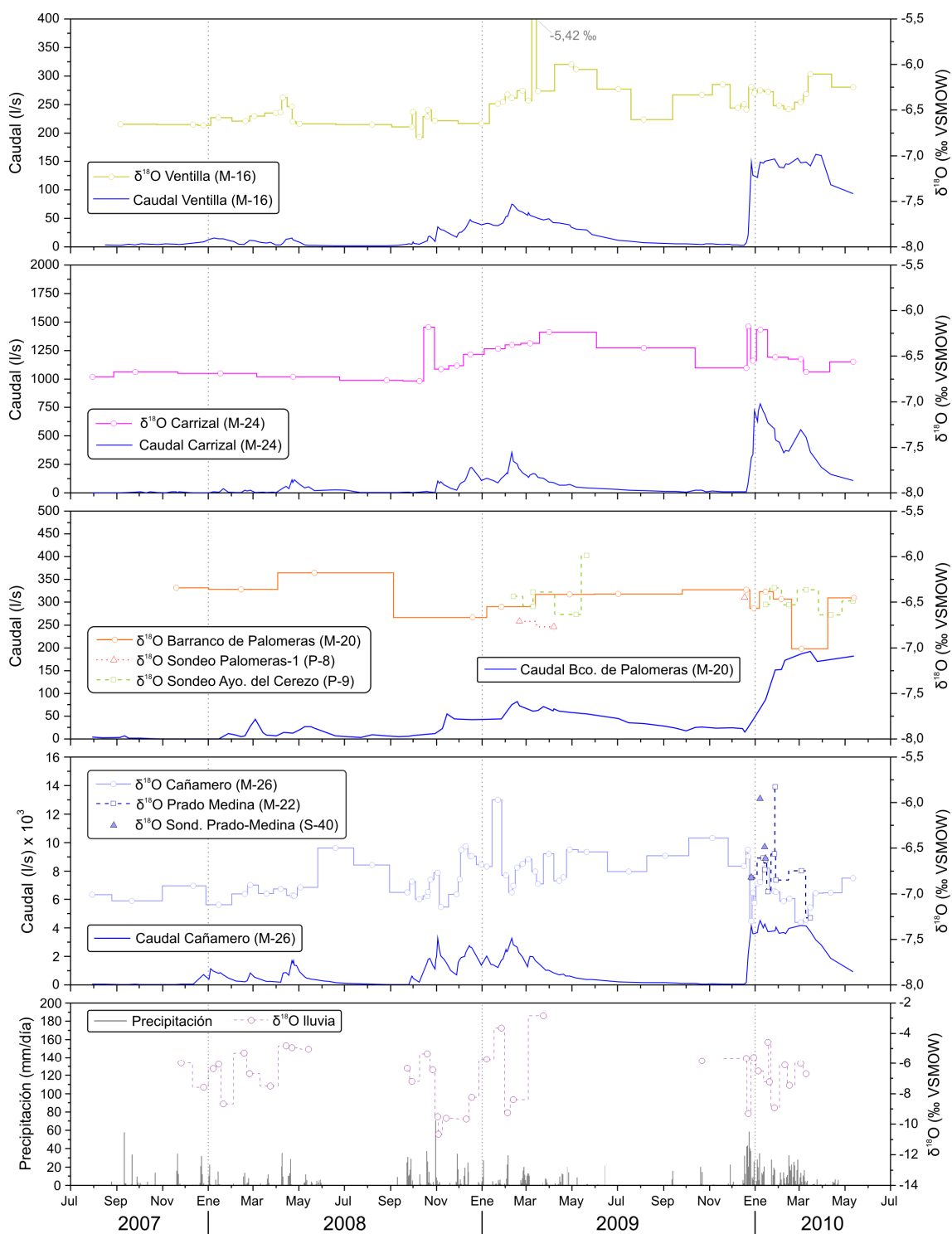


Figura 6.54. Variación temporal de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de la precipitación (pluviocaptor de las Pilas) y de las aguas subterráneas de los principales manantiales y sondeos de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco durante el período de investigación.

del manantial *trop plein* Prado Medina (M-22) y del sondeo homónimo (S-40), recogidas desde diciembre de 2009 a marzo de 2010, es relativamente similar (salvo en algunas muestras isotópicamente más enriquecidas) a la del manantial de Cañamero (Fig. 6.54). Este hecho pone de manifiesto que tanto el agua de las surgencias como la del sondeo contribuyen a la descarga del mismo sistema acuífero en condiciones de elevada recarga.

Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas del manantial del Barranco de Palomeras (M-20) muestran una ligera tendencia descendente a lo largo del período de registro (Fig. 6.54), aunque las variaciones registradas de este isótopo son de escasa magnitud (inferiores a 1 ‰). La disminución de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ puede ser debida al aumento de precipitación (efecto cantidad) durante el período de estudio, aunque también a la participación progresiva del agua almacenada en el acuífero, más empobrecidas isotópicamente (como ocurre con las aguas del sondeo Palomeras-1; Fig. 6.54), en el flujo de la surgencia. Las aguas del sondeo del Arroyo del Cerezo (P-9), con composiciones isotópicas similares a las de las aguas del manantial del Barranco de Palomeras (M-20), parecen drenar el mismo sector acuífero (Fig. 6.54).

Las aguas de los manantiales de la Ventilla (M-16) y del Carrizal (M-24) muestran una evolución similar de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 6.54). En sendos registros isotópicos se observa una tendencia general ascendente durante el período de estudio, hacia composiciones menos empobrecidas, que es más evidente en la primera surgencia. Ambos manantiales responden con aumentos de caudal y de $\delta^{18}\text{O}$, frente a las abundantes precipitaciones registradas a lo largo del período de estudio (Fig. 6.54), especialmente durante los años hidrológicos 2008/09 y 2009/10, como respuesta a la infiltración de agua de lluvia de otoño e invierno más negativas desde el punto de vista isotópico. No obstante, las variaciones de $\delta^{18}\text{O}$ en las aguas del manantial de la Ventilla son más acentuadas (Fig. 6.54), mientras que en las aguas del Carrizal, los cambios isotópicos son los de menor magnitud de todos los manantiales y sondeos considerados en esta Memoria. Las fluctuaciones de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en las aguas de manantiales reproducen, de forma aproximada, las que se registran en las aguas de lluvia (Fig. 6.54). Esto se aprecia algo mejor en el invierno de 2008/09, en el que las precipitaciones acaecidas entre noviembre y febrero se caracterizan por unos valores de $\delta^{18}\text{O}$ progresivamente crecientes (hacia composiciones isotópicas menos empobrecidas). Estas variaciones también se detectan en las evoluciones temporales de $\delta^{18}\text{O}$ de ambas surgencias, en un período de tiempo similar, aunque la respuesta isotópica se produce de forma atenuada y con un ligero desfase. Por tanto, parece que la movilización del agua de reciente infiltración, desde las zonas de recarga hasta las de descarga, se produce de tal modo que no permite la homogeneización completa de la marca

isotópica del agua de recarga con la del agua almacenada, más empobrecida en $\delta^{18}\text{O}$. Esta última se drena en los períodos de decrecida y agotamiento.

En la figura 6.55 se representan los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de las aguas muestreadas en los manantiales de la Ventilla (M-16) y del Carrizal (M-24). Se observa, de forma general, que las aguas recogidas en el año hidrológico 2007/08 se encuentran más próximas a la Línea Meteorica Local (LML), mientras que las tomadas en los años 2008/09 y 2009/10 se localizan más alejadas. La distribución de las muestras, alineadas de forma oblicua a la LML, pone de manifiesto procesos de fraccionamiento isotópico por evaporación a lo largo del período de control, lo que es coherente con la tendencia general ascendente de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ registrados durante el mismo. Las rectas de evaporación estimadas en cada surgencia son relativamente paralelas entre sí y muestran una pendiente variable entre 2,1 y 2,5 (Fig. 6.55), bastante menor, en cualquier caso, que la correspondiente a la LML, definida por las aguas de lluvia recogidas en el pluviógrafo de las Pilas (véase situación en la figura 6.1). Dicha línea también muestra evidencias de fraccionamiento isotópico por evaporación de las aguas de lluvia, probablemente como consecuencia del trayecto de la masa nubosa desde el área fuente, pues tiene una pendiente algo menor (7,5) que la de la Línea Meteorica Global (8). Por lo tanto, la tendencia creciente en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas de los manantiales de la Ventilla (M-16) y del Carrizal (M-24) parece estar influenciada por procesos de fraccionamiento isotópico debido a la evaporación de las aguas de recarga, presumiblemente, en las zonas más superficiales del acuífero (suelo-epikarst).

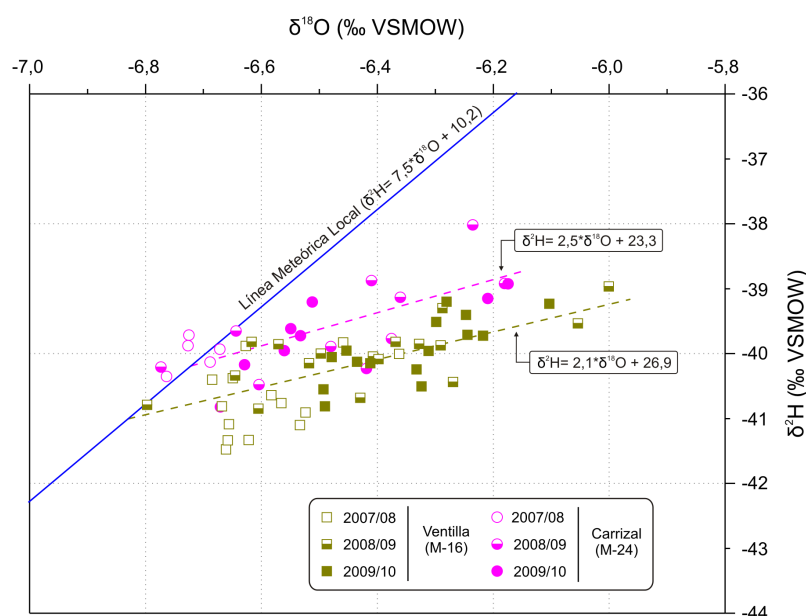


Figura 6.55. Relación entre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de las aguas drenadas por los manantiales de la Ventilla (M-16) y del Carrizal (M-24) y rectas de evaporación estimadas para cada grupo de aguas. La Línea Meteorica Local se ha obtenido a partir de la composición isotópica de las 37 muestras de agua de lluvia recogidas en la estación pluviométrica de las Pilas (véase situación en la figura 6.1).

A medida que se alcanza la saturación del suelo y del epikarst como consecuencia de la acumulación de eventos de precipitación, el agua podría quedar expuesta a la evaporación en superficie, en algunos casos sobre las calcarenitas miocenas, previamente a la infiltración hacia zonas más profundas del acuífero. En las áreas deprimidas que hay en el borde de la cuenca de Ronda (recuadro superior en la figura 2.12), con drenaje superficial deficitario, se observan encharcamientos después de períodos lluviosos (Fig. 2.13A).

De acuerdo con la variabilidad isotópica de las aguas, el sector acuífero drenado por los manantiales de Cañamero (M-26) y Prado Medina (M-22) muestra un desarrollo de la karstificación más elevado. Existe un sistema de conductos kársticos bien jerarquizados que permite la rápida transferencia de las aguas de infiltración hacia las zonas de descarga, de tal manera que limita la homogeneización de la señal isotópica de entrada.

Por el contrario, las variaciones isotópicas amortiguadas -baja variabilidad isotópica- registradas en el manantial del Barranco de Palomeras (M-20) y en el sondeo del Arroyo del Cerezo (P-9), particularmente en el manantial, como respuesta a la mezcla (relativamente homogénea) de las aguas de recarga con las almacenadas en el acuífero, son características de un sistema acuífero poco karstificado.

6.7 SÍNTESIS HIDROGEOLÓGICA DE LAS SIERRAS DE LOS MERINOS, COLORADO Y CARRASCO

Los afloramientos carbonáticos de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco se extienden a lo largo de 43,2 km². La geometría de los materiales permeables queda definida por tres pliegues anticlinales en “cofre”, con charnelas subhorizontales y flancos verticalizados y fallados. Dichas estructuras están orientadas según la dirección NE-SO y presentan inmersión hacia el NE.

La descarga natural de los acuíferos se produce principalmente hacia el borde oriental, a través de los manantiales de Cañamero (M-26), Carrizal (M-24), Fuentezuela (M-23) y Barranco de Palomeras (M-20). La descarga se completa, en condiciones excepcionales de recarga, con los caudales drenados por la surgencia *trop plein* Prado Medina (M-22), asociada al manantial de Cañamero. No obstante, algunos de los sondeos inventariados, que funcionan ocasionalmente de forma surgente, como los del Arroyo del Cerezo (P-9), Cañamero-1 (S-41) y -2 (P-10) y Prado Medina (S-40) contribuyen al drenaje del acuífero en aguas altas. Hacia el borde SO, existe descarga visible por la surgencia de la Ventilla (M-16) y subterráneamente hacia la Depresión de Ronda.

El análisis de los hidrogramas anuales revela variaciones de caudal más rápidas y de mayor magnitud en el manantial de Cañamero, respuestas atenuadas en la surgencia del Carrizal y cambios hidrodinámicos intermedios en los manantiales del Barranco de Palomeras y de la Ventilla. La disminución de los caudales durante el estiaje se produce con mayor lentitud en estos dos últimos manantiales, como indican los coeficientes de agotamiento calculados. El estudio de las curvas de recesión de los manantiales de Cañamero, Ventilla y del Carrizal pone de manifiesto un desarrollo de la karstificación más elevado en el sector drenado por Cañamero y más bajo en drenado por el del Carrizal.

La surgencia *trop plein* de Prado Medina se activa cuando el manantial de Cañamero supera el valor umbral de caudal de 3.670 l/s. Esta limitación del sistema de drenaje para evacuar un determinado caudal también se ha observado en los manantiales del Barranco de Palomeras y de la Ventilla, aunque no se han reconocido otras surgencias *trop plein* asociadas a ellos. Los resultados obtenidos a partir del análisis de caudales clasificados del manantial de Cañamero para el año hidrológico más húmedo de los períodos históricos y de investigación, reflejan la marcada influencia de las condiciones de recarga sobre el régimen hidrodinámico del mismo y corroboran la activación de la surgencia de Prado Medina, como consecuencia de las limitaciones en el drenaje del manantial principal.

Las cotas piezométricas en los sondeos del extremo SO de los acuíferos carbonáticos jurásicos son coherentes con un gradiente hidráulico y descarga subterránea hacia la

Depresión de Ronda. No obstante, las variaciones del nivel piezométrico del acuífero carbonático en este sector, de gran magnitud y bien correlacionadas con la descarga del manantial de la Ventilla, contrastan con las fluctuaciones poco variables del nivel de agua en los sondeos del acuífero detrítico de la Depresión de Ronda, lo que podría explicar un funcionamiento hidrodinámico de la surgencia a partir de una componente de flujo rápida en condiciones de crecida y otra más lenta durante los períodos de agotamiento.

Los valores de caudal específico y descensos máximos estimados a partir de las pruebas de bombeo realizadas en varios sondeos que captan calizas y dolomías jurásicas están en consonancia con el grado de organización interna del drenaje kárstico deducido. Así, el acuífero drenado por el sondeo del Arroyo del Cerezo y por el manantial del Barranco de Palomeras presenta un grado de karstificación menor que el de Cañamero.

Las variaciones de temperatura del agua han sido mayores durante las crecidas en el manantial de Cañamero y su *trop plein* (Prado Medina) y también en el manantial de la Ventilla. Esto es indicativo de un mayor desarrollo de la karstificación en el sector acuífero drenado por la surgencia de Cañamero. En cambio, las escasas fluctuaciones de temperatura registradas en las aguas de los manantiales del Carrizal y del Barranco de Palomeras, así como en las del sondeo del Arroyo del Cerezo, especialmente en la primera surgencia, sugieren un sistema de drenaje poco karstificado.

Los registros hidrotérmicos (y de conductividad eléctrica) realizados en la vertical del sondeo de Palomeras-1 (P-8), aunque variables dependiendo de las condiciones de recarga del acuífero, ponen de manifiesto la existencia de flujos verticales ascendentes, característicos de áreas de descarga y, además, demuestran la contribución predominante de la zona saturada del acuífero al flujo del manantial del Barranco de Palomeras. Las diferencias entre los niveles de agua observados en los sondeos de Palomeras-1 (P-8) y -2 (P-6) y de Palomeras-3 (P-7) por encima de la cota piezométrica 565 m s.n.m., corroboran esta última hipótesis.

Las aguas drenadas por los manantiales y sondeos de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco muestran facies hidroquímicas predominantes de tipo bicarbonatada cálcica, si bien las del sondeo del Arroyo del Cerezo presentan composiciones más sulfatadas. El análisis de las curvas de frecuencias de la conductividad eléctrica evidencia diferentes morfologías y rangos de variación, de acuerdo con la elevada variabilidad en el funcionamiento hidrogeológico. El sector drenado por el manantial de Cañamero presenta rápidas respuestas frente a las precipitaciones, consistentes en la dilución de la mayoría de componentes hidroquímicos procedentes de los materiales acuíferos y el enriquecimiento simultáneo de las aguas en trazadores naturales de infiltración. La mayor heterogeneidad hidroquímica de este sector acuífero también se deduce de la información suministrada por

el análisis cuantitativo de las curvas de frecuencia de la conductividad eléctrica, que demuestra la existencia de diferentes familias de aguas, algunas muy diluidas, consecuencia de la circulación de flujos rápidos procedentes de las áreas de recarga del acuífero. Todo ello es indicativo de un elevado grado de karstificación.

Sin embargo, en el sector acuífero drenado por el manantial del Barranco de Palomeras, la continua movilización de aguas más mineralizadas a medida que se acumulan los principales eventos de recarga y la relativa estabilidad temporal de los parámetros indicadores de infiltración rápida (COT y NO_3^-) demuestran la capacidad de regulación del acuífero y de atenuación de la señal hidroquímica, entre otras (hidrodinámica, hidrotérmica e isotópica). La baja variabilidad de la mineralización de las aguas en la vertical del acuífero, al menos en las proximidades del manantial, parece estar condicionada por una mayor homogeneización de la señal hidroquímica, coherente con el menor desarrollo de la karstificación de este sector. No obstante, la participación de la zona no saturada prevalece sobre el flujo procedente de la zona saturada del acuífero en condiciones de infiltración puntuales e intensas que son precedidas de un estado mínimo de saturación del acuífero (sequía). La zona saturada contribuye mayoritariamente durante períodos continuados de recarga, en los que se registran los máximos caudales de descarga, y durante el estiaje.

Las respuestas hidroquímicas e isotópicas, de menor cuantía, que el manantial del Carrizal presenta frente a las precipitaciones ponen de manifiesto una escasa jerarquización del drenaje kárstico en el sector acuífero que drena.

El doble comportamiento hidroquímico observado en el manantial de la Ventilla, con diluciones en condiciones de recarga baja-moderada y efecto pistón en períodos de elevadas precipitaciones, evidencia una mayor participación de la zona no saturada en el primer caso. La zona saturada contribuye más en condiciones de elevada recarga y después del cese de las precipitaciones.

Los procesos de fraccionamiento isotópico por evaporación detectados en las aguas de infiltración reciente, drenadas por los manantiales del Carrizal y de la Ventilla, permiten constatar la importancia del conjunto suelo-epikarst-zona no saturada en el funcionamiento hidrogeológico de los sectores acuíferos que drenan.

La karstificación se desarrolla con mayor intensidad en las partes más superficiales del acuífero, especialmente en las primeras decenas de metros de los afloramientos carbonáticos (epikarst y zona no saturada). No obstante, este proceso hidrogeoquímico también tienen lugar en la zona saturada y está condicionado, en gran medida, por la presencia de materiales evaporíticos triásicos de la base del acuífero.

7. HIDROGEOLOGÍA DE LA ZONA NORORIENTAL

7.1 EL ACUÍFERO DE LA SIERRA DE ORTEGÍCAR Y DEL CERRO DE MATAGAYAR

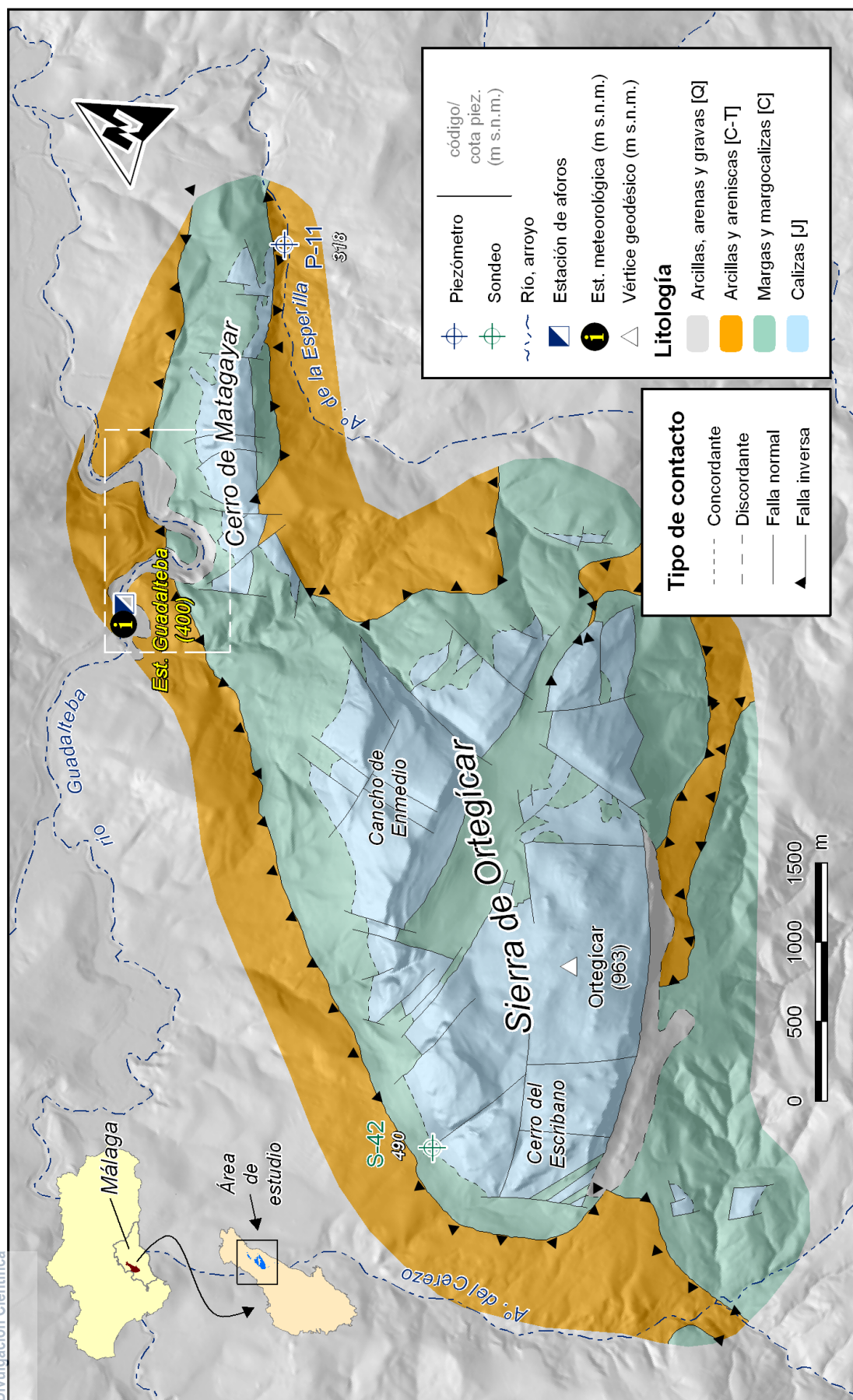
7.1.1 Límites y geometría

Los relieves carbonáticos que constituyen la Sierra de Ortegaícar y el Cerro de Matagayar ocupan una superficie total de 5,5 km² (Fig. 7.1). Dichos macizos están formados por afloramientos de calizas del Jurásico Medio y Superior, aunque en profundidad deben encontrarse las dolomías del Jurásico Inferior (mapa geológico y cortes geológicos A-A' y B-B' adjuntos).

Los materiales carbonáticos están delimitados en casi todo su perímetro por margas y margocalizas cretácicas mediante contactos estratigráficos -sobre todo en el borde N- y fallas normales (Fig. 7.1, mapa geológico y cortes geológicos A-A' y B-B' adjuntos). Por otra parte, las arcillas y areniscas cretácico-terciarias pertenecientes al complejo del Flysch del Campo de Gibraltar cabalgan sobre el conjunto de rocas mesozoicas del Subbético Interno Occidental que afloran en la Sierra de Ortegaícar y en el Cerro de Matagayar.

La geometría del acuífero corresponde a una estructura plegada anticlinal con forma de “cofre”, de dirección N°60E, en la que el flanco meridional está fallado (Fig. 7.1, mapa geológico y cortes geológicos A-A' y B-B' adjuntos). El flanco septentrional está afectado por un sistema de fallas normales subverticales que fragmentan la estructura principal en bloques (corte geológico C-C' adjunto). Así, el acuífero queda dividido en tres afloramientos calizos principales (Cerro del Escribano, Cancho de Enmedio y Cerro de Matagayar), separados por dos pequeñas fosas tectónicas en las que afloran margas y margocalizas cretácicas.

Las formaciones jurásicas de la Sierra de Ortegaícar y del Cerro de Matagayar podrían tener continuidad hacia el NE, como se representa en el corte geológico C-C' adjunto y se deduce de las interpretaciones de los datos geofísicos (SEV y SEDT) realizados en la Cubeta del Guadalteba (véase apartado 2.2 de esta Memoria). Así, las calizas y dolomías jurásicas parecen hundirse por debajo de las margas y margocalizas cretácicas y de los materiales terciarios del Flysch, a cierta profundidad. En el depocentro de la fosa tectónica que hay entre las sierras de Ortegaícar y Teba podrían existir espesores de materiales cretácico-terciarios de varios centenares a mil metros (Figs. 2.7 y 2.8).



7.1.2 Puntos de agua. Información procedente de sondeos

No se tiene constancia de que haya punto/s de descarga natural visible (manantial) en la Sierra de Ortegaícar y en el Cerro de Matagayar, ni tampoco existe información documentada en informes técnicos y atlas hidrogeológicos (IGME, 1983; DPM, 1988; DPM-IGME-GHUMA, 2007) del drenaje de dichos macizos. Además, en los períodos de muestreo y en los trabajos de campo (geología e inventario) realizados durante el período de investigación tampoco se han detectado descargas visibles. El inventario de puntos de agua del acuífero consta de dos sondeos (Tab. 7.1 y Figs. 7.1 y 7.2): el sondeo de Ortegaícar (S-42) y el piezómetro de la Venta del Cordobés (P-11).

Tipo	Denominación	Referencia	x-UTM [m]	y-UTM [m]	Cota piez. [m s.n.m.]	Término municipal	Uso
Sondeo	Ortegaícar	S-42	326.536	4.085.751	490	Cañete la Real	Sin uso
	Venta del Cordobés	P-11	330.843	4.089.476	318	Teba	Piezómetro de control

Tabla 7.1. Características principales de los sondeos inventariados la Sierra de Ortegaícar y el Cerro de Matagayar.

El sondeo de Ortegaícar (S-42; Fig. 7.1), ubicado en el borde noroccidental de la sierra homónima (Fig. 7.2A), fue perforado por el antiguo Instituto Nacional de Reforma y Desarrollo Agrario (IRYDA). Se desconoce la columna de materiales atravesados por este sondeo, la posible existencia de tramos productivos y su terminación. No obstante, se sabe que tiene una profundidad de 152 m y que el nivel piezométrico se encuentra a 490 m s.n.m. Actualmente el sondeo está en desuso.

El sondeo de la Venta del Cordobés (P-11; Figs. 7.1 y 7.2B) se localiza en el extremo más oriental del Cerro de Matagayar y está emplazado en el cauce del Arroyo de la Esperilla. Durante su perforación, se atravesaron 305 m de calizas jurásicas y no se tuvo constancia de que se intersectara nivel piezométrico alguno. El control detallado de la columna litológica atravesada reveló la escasa karstificación de las calizas. La ejecución de esta perforación formó parte de las actuaciones desarrolladas por la Dirección General de Obras Públicas Hidráulicas (DGOPH, 1995), en los acuíferos de la cuenca del Río Guadalhorce, para paliar los efectos del período de sequía. Desde entonces, el sondeo de la Venta del Cordobés (P-11) se utiliza como piezómetro de control en la red del Servicio de Hidrología de la Demarcación Hidrográfica de las Cuencas Mediterráneas Andaluzas (DHCMA). La cota piezométrica media en el sondeo se sitúa a 318 m s.n.m.

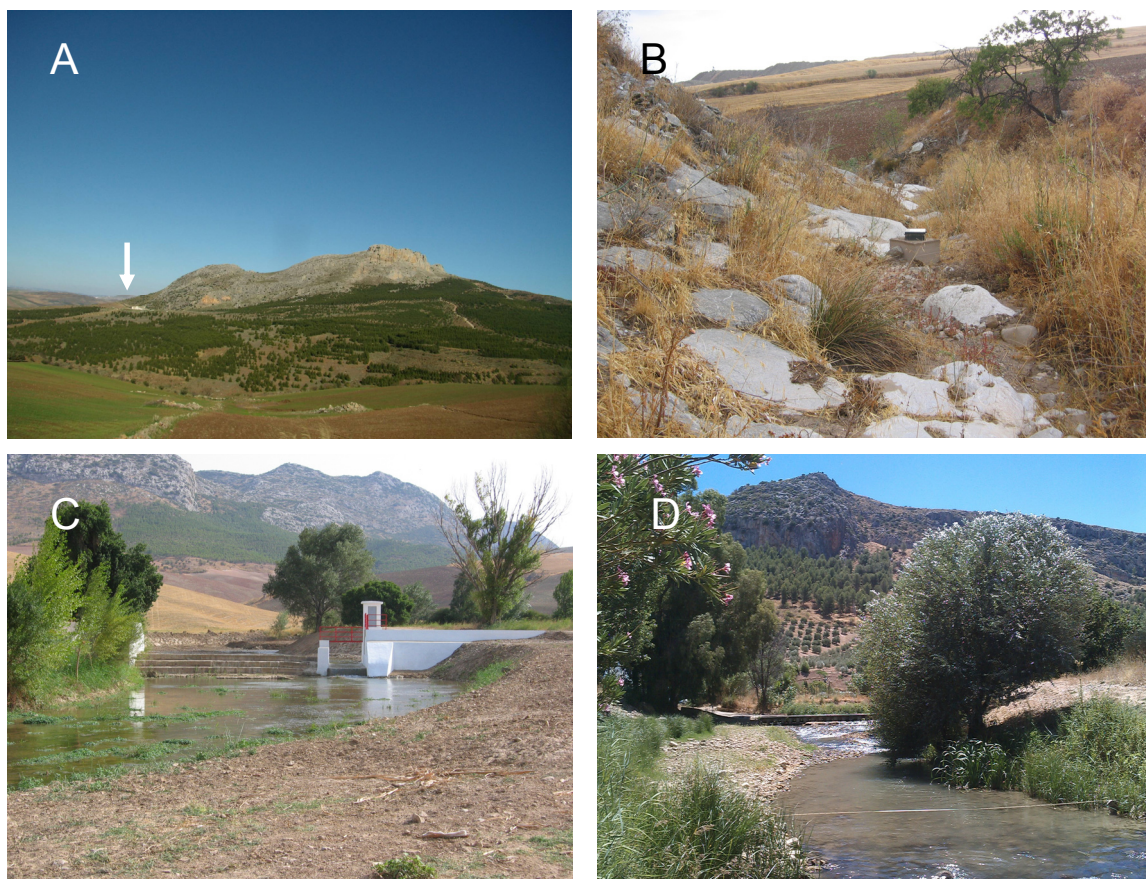


Figura 7.2. (A) Vista de la vertiente O de la Sierra de Ortega. La flecha blanca señala la ubicación aproximada del sondeo de Ortega (S-42). (B) Detalle del emplazamiento del piezómetro de la Venta del Cordobés (P-11) en el cauce del Arroyo de la Esperilla (septiembre de 2007). (C) Estación de aforos del Río Guadalteba (foto realizada en septiembre de 2007), en la sección de aforos denominada G1 (véase figura 7.3). Al fondo se observa la vertiente NO de la Sierra de Ortega, donde se emplaza el sondeo homónimo. (D) Imagen de Río Guadalteba en condiciones de agotamiento (agosto de 2013), aguas abajo del Cortijo Huertas de las Cuevas (sección G5 en las campañas de aforos diferenciales).

En el estado actual de conocimiento existen dos hipótesis principales sobre la descarga natural del acuífero de la Sierra de Ortega y del Cerro de Matagayar. Por un lado, es probable que haya drenaje hacia el cauce del Río Guadalteba (Figs. 7.1 y 7.3), dada su proximidad al borde NNO del Cerro de Matagayar. Por otro, podría existir transferencia de recursos hídricos subterráneos a otros sistemas hidrogeológicos, particularmente hacia el acuífero de las sierras de Teba y Peñarrubia (véase mapa hidrogeológico y corte geológico C-C' adjuntos), al NE, cuyo drenaje se produce por el manantial de Torrox (M-27). En esta segunda hipótesis, la descarga podría producirse mediante flujos profundos, aprovechando las formaciones carbonáticas que debe haber en profundidad en la Cubeta del Guadalteba. Una tercera hipótesis consiste en que la descarga de la Sierra de Ortega del Cerro de Matagayar se produjera hacia el Embalse del Guadalteba (mapa hidrogeológico adjunto), a cota 350-360 m s.n.m. No obstante, esta última hipótesis parece ser la menos probable,

porque no se tiene constancia de que afloren calizas jurásicas en el vaso del embalse o de que existiera descarga previamente a la construcción del mismo.

A lo largo de este capítulo (apartados 7.1 y 7.2) se tratará de proporcionar información hidrogeológica disponible, basada en las observaciones y medidas de campo realizadas en el marco de esta Tesis Doctoral, para avanzar en la caracterización de la descarga de las sierra de Ortegícar, Matagayar, Teba y Peñarrubia.

7.1.3 Caracterización hidrogeológica

7.1.3.1 Aforos diferenciales en el Río Guadalteba

Se han realizado nueve campañas de aforos diferenciales de caudal en el Río Guadalteba para determinar la posible descarga de agua subterránea de la Sierra de Ortegícar y del Cerro de Matagayar hacia dicho cauce (Figs. 7.1, 7.2C y D y 7.3).

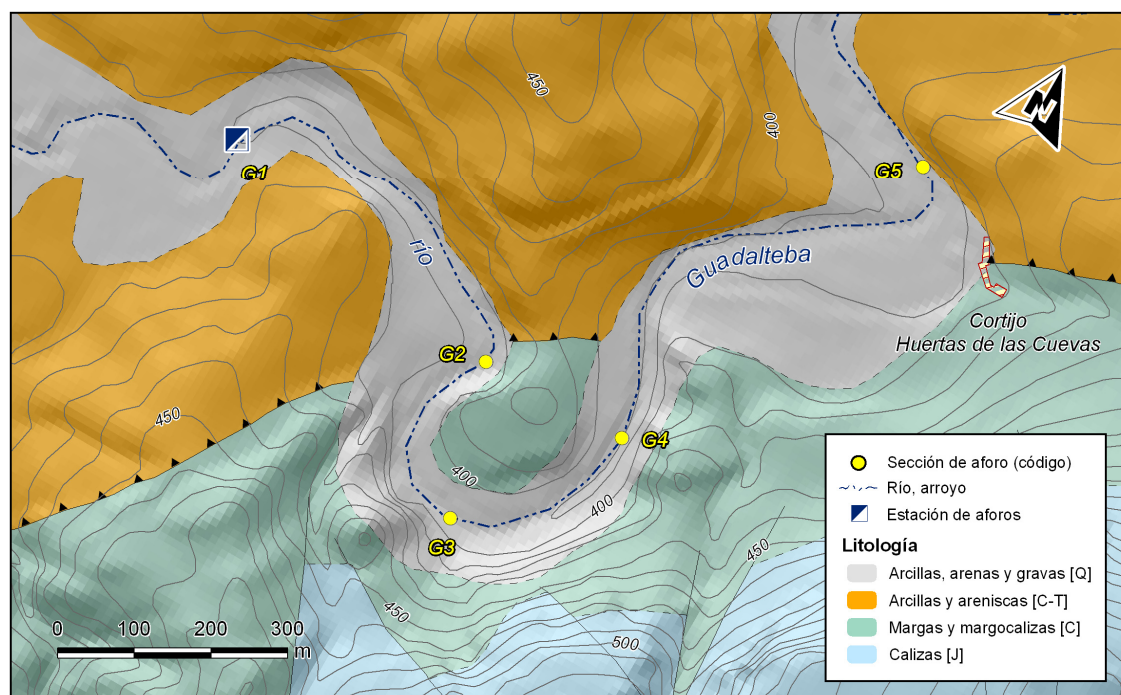


Figura. 7.3. Tramo del Río Guadalteba en el que se han realizado campañas de aforos diferenciales. La sección G1 del río coincide con la de la estación de aforos (Fig. 7.2C). Véase situación en la figura 7.1 (recuadro de traza blanca discontinua).

Los aforos se efectuaron con micromolinete en cinco puntos diferentes del río (G1-G5, en Tab. 7.2 y Fig. 7.3), a lo largo de un tramo de 2 km comprendido entre la estación de aforos del Guadalteba (Fig. 7.2C) y el Cortijo de Huertas de las Cuevas (Fig. 7.2D). En esta zona, en el borde N del Cerro de Matagayar, el contacto entre las calizas jurásicas y los

materiales cretácicos se encuentra a su cota topográfica más baja (440-450 m s.n.m., en Fig. 7.3) y más cercano al cauce del río, que en este sector se encuentra por debajo de 400 m s.n.m. Las cuatro primeras campañas de medida se llevaron a cabo a comienzos de la presente investigación (2007-2010) entre agosto y octubre de 2007 (año hidrológico 2006/07). Las cinco últimas se hicieron posteriormente, entre los meses de mayo y agosto de 2013 (año hidrológico 2012/13) (Tab. 7.2).

Fecha	Caudal (l/s)					ΔQ	$\Delta Q/G1$ (%)
	G1*	G2	G3	G4	G5		
01/08/2007	76,9	-	-	74,6	-	-2,2	-2,9
08/08/2007	78,5	75,1	71,1	69,2	-	-9,3	-11,8
01/10/2007	88,6	-	-	111,6	-	23,0	25,9
10/10/2007	91,8	-	-	110,8	-	18,9	20,6
					Media**	21,0	8,0
23/05/2013	1.511,4	-	-	-	1.600,2	88,8	5,9
10/06/2013	1.054,2	-	-	-	1.145,7	91,5	8,7
28/06/2013	766,8	-	-	-	829,8	63	8,2
09/08/2013	445,7	-	-	-	504,6	58,9	13,2
27/08/2013	361,6	-	-	-	412,9	51,3	14,2
					Media	70,7	10,0

Tabla 7.2. Caudal del Río Guadalteba (secciones G1-G5) medido en las campañas de aforos diferenciales durante los años 2007 y 2013. Se ha calculado el porcentaje de pérdida o ganancia con respecto al caudal medio en la sección G1 ($\Delta Q/G1$). (*) El punto G1 corresponde a las medidas realizadas en la sección de la estación de aforos. (**) Media realizada con los valores positivos de caudal (ganancias).

Durante el primer período de control, las condiciones hidrodinámicas en el Río Guadalteba fueron de aguas bajas (fin de estiaje) tras un período de baja pluviometría y de pequeña crecida (se registraron 133 mm entre el 10/09/2007 y 03/10/2007). En el segundo período, la situación hidrodinámica predominante fue de agotamiento, aunque posterior a condiciones climáticas húmedas. El año hidrológico 2006/07 resultó ser de tipo medio (449 mm) y el de 2012/13 de tipo húmedo (635 mm), de acuerdo con el registro de precipitaciones de la estación pluviométrica del Embalse Guadalhorce-Guadalteba, cuyo valor medio es de 505 mm para el período 1989/90-2011/2012 (Tab. 3.1 y Fig. 3.4).

A partir de los resultados obtenidos se observa que en las dos primeras campañas de aforos diferenciales (01/08/2007 y 08/08/2007), el caudal medido en G4 es menor que el aforado en G1 -estación de aforos- (Tab. 7.2 y Figs. 7.3 y 7.4), lo que reflejaría pérdidas en dicho tramo, comprendidas entre 2,2 y 9,3 l/s. En las dos campañas de medidas realizadas en octubre de 2007 (días 1 y 10), después de un período de abundantes precipitaciones, se determinaron variaciones positivas de caudal en el tramo G1-G4, de entre 18,9 y 23 l/s (valor medio de 21 l/s; Tab. 7.2), respectivamente. En el resto de aforos diferenciales (todos los efectuados durante el año 2013; Fig. 7.4) también se detectan ganancias relativamente

regulares de caudal del río (70,7 l/s de media; Tab. 7.2). Por tanto, estos resultados indicarían el carácter ganador del río en el tramo *G1-G4/G5* y la posible existencia de descarga de agua subterránea del acuífero de la Sierra de Ortegícar y del Cerro de Matagayar hacia el Río Guadalteba. Por otro lado, la diferencia en el valor medio de la ganancia de caudal entre las secciones *G1* y *G5* del río en los dos períodos de control hidrodinámico, comprendida entre 21 (2006/07) y 70,7 l/s (2012/13), está en consonancia con la diferente recarga en sendos años hidrológicos, mucho mayor en el 2012/13.

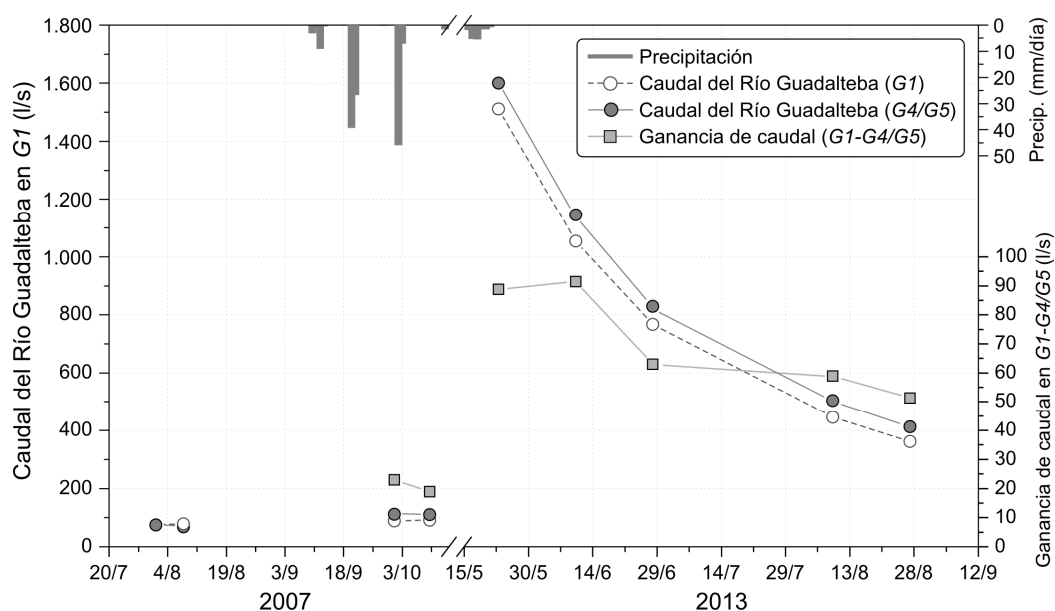


Figura 7.4. Caudal del Río Guadalteba en las secciones de aforos *G1* y *G4/G5* y ganancia de caudal en el tramo comprendido entre *G1* y *G4/G5* (véase localización en la Fig. 7.3) en las campañas de aforos diferenciales llevadas a cabo durante 2007 y 2013. Precipitaciones registradas en la estación del Embalse de Guadalhorce-Guadalteba (véase situación en Fig. 3.4).

La recarga estimada para los años del período de investigación ha sido de 1,15 hm³/año = 36,5 l/s (2007/08), 1,34 hm³/año = 42,5 l/s (2008/09) y 2,19 hm³/año = 69,5 l/s (2009/10), con un valor medio de 1,56 hm³/año (aproximadamente 50 l/s), tal y como se expone en el capítulo 8 de esta Memoria.

Por consiguiente, de los resultados obtenidos a partir de las campañas de medidas diferenciales parece deducirse ganancia de caudal (especialmente en 2013) en el tramo del río comprendido entre la estación de aforos (*G1*) y el Cortijo de Huertas de las Cuevas (*G4/G5*), atribuible a la descarga de la Sierra de Ortegícar y del Cerro de Matagayar. No obstante, conviene señalar que las medidas de caudal se han realizado con micromolinetes, cuya precisión se estima en $\pm 10\%$, y el valor de las ganancias de caudal obtenidas queda en muchos casos por debajo de dicha precisión (Tab. 7.2, columna derecha).

Al mismo tiempo que se realizaban los aforos diferenciales en el río, se midió el valor de la conductividad eléctrica del agua en la mayoría de secciones y campañas de aforos (Tab. 7.3). A partir de los datos obtenidos se aprecia una ligera mineralización de las aguas, en el tramo *G1-G4*, en dos de las campañas realizadas en 2007, y una sutil dilución de las mismas, desde la estación de aforos (*G1*) hasta la sección *G5*, en las últimas cinco campañas de aforos realizadas en 2013. Las variaciones de mineralización de las aguas, aunque son prácticamente insignificantes, podrían deberse a la descarga de agua subterránea desde la Sierra de Ortegícar y el Cerro de Matagayar hacia el Río Guadalteba. Así, el aumento de conductividad eléctrica del agua del río sería consecuencia de la mezcla de esta última con agua subterránea, algo más mineralizada, drenada durante la primera crecida del año hidrológico 2007/08. En el período de decrecida y agotamiento del año 2012/13, la disminución de la conductividad eléctrica observada en las aguas superficiales, estaría asociada al drenaje de agua subterránea más diluida, dada la elevada recarga del acuífero durante el período previo. No obstante, estos mínimos cambios de conductividad eléctrica en las aguas superficiales (Tab. 7.3) también podrían explicarse a partir de procesos de disolución/precipitación de calcita, dado el régimen hidrodinámico turbulento (desgasificación) de las aguas y el contacto permanente con la atmósfera. En definitiva, las variaciones de conductividad eléctrica son demasiado sutiles como para establecer conclusiones sólidas. Para confirmar las relaciones hidrogeológicas entre el río y el acuífero o entre éste y otros sistemas sería necesario, en futuras investigaciones, realizar ensayos de trazadores.

Fecha	Conductividad eléctrica (CE, $\mu\text{S}/\text{cm}$)					
	<i>G1</i>	<i>G2</i>	<i>G3</i>	<i>G4</i>	<i>G5</i>	ΔCE
01/08/2007	-	-	-	473	-	-
08/08/2007	474	465	474	477	-	3
01/10/2007	-	-	-	-	-	-
10/10/2007	489	-	-	497	-	8
23/05/2013	-	-	-	-	-	-
10/06/2013	479	-	-	-	473	-6
28/06/2013	454	-	-	-	441	-13
09/08/2013	400	-	-	-	395	-5
27/08/2013	401	-	-	-	397	-4

Tabla 7.3. Valores de conductividad eléctrica del agua del río Guadalteba en las diferentes secciones y campañas de aforos diferenciales realizadas durante los años 2007 y 2013.

7.1.3.2 Evolución temporal de la piezometría en los sondeos de Ortegícar (S-42) y de la Venta del Cordobés (P-11)

Las medidas puntuales (6) efectuadas en el sondeo de Ortegícar (S-42; Tab. 7.4 y Fig. 7.1) ponen de manifiesto la escasa variación piezométrica, inferior a 2 m, en el sector del Cerro del Escribano (borde O de la sierra; Fig. 7.1). El sondeo tiene una columna de agua de apenas 10 m y los datos piezométricos parecen indicar que corresponde a un nivel acuífero colgado, probablemente asociado a las margas y margocalizas cretácicas.

El registro piezométrico en el sondeo de la Venta del Cordobés (P-11; Tab. 7.4 y Fig. 7.5) consta de una serie histórica de datos de nivel piezométrico (con una periodicidad aproximada de mes y medio), que ha sido facilitada por la Demarcación Hidrográfica de las Cuencas Mediterráneas Andaluzas (DHCMA), y de otra serie generada a partir de las medidas mensuales durante el período de investigación. En ambos períodos de control se observan variaciones piezométricas relativamente rápidas y de magnitud muy variable, desde centímetros (año 2006) hasta decenas de metros (1996, 1997, 1998 y 2010), como respuesta a las precipitaciones.

Tipo	Denominación	Código	Período de control	Nº medidas	NP _{máx.}	NP _{mín.}	Amplitud piez.	Fuente
					[m s.n.m.]		[m]	
Sondeo	Ortegícar	S-42	dic-2008 a feb-2010	6	491,1	489,5	1,6	Tesis
	Venta del Cordobés	P-11	mar-1996 a nov-2007	97	362,1	303	59,6	DHCMA
			dic-2007 a may-2010	24	385	311	74,4	Tesis

Tabla 7.4. Datos de nivel piezométrico (máximo, **NP_{máx.}**; mínimo, **NP_{mín.}**; y **amplitud piezométrica**) de los sondeos inventariados en la Sierra de Ortegícar y en el Cerro de Matagayar, registrados durante el período de investigación.

Al comparar las variaciones piezométricas en el sondeo de la Venta del Cordobés (P-11) con las del caudal del Río Guadalteba en la sección de la estación de aforos (Figs. 7.1, 7.2 y 7.5), se observa que evolucionan de forma similar. Teniendo en cuenta esto último, el hecho de que el sondeo resultó negativo (baja permeabilidad de las calizas atravesadas en la columna) y su localización en el fondo del cauce del Arroyo de la Esperilla (Figs. 7.1 y 7.2B), se deduce que la gran amplitud piezométrica detectada en el sondeo debe estar condicionada, en gran medida, por la entrada directa de las aguas superficiales del arroyo hacia el interior del piezómetro. Este hecho, además, se ha constatado mediante observación directa en el campo (Fig. 7.6).

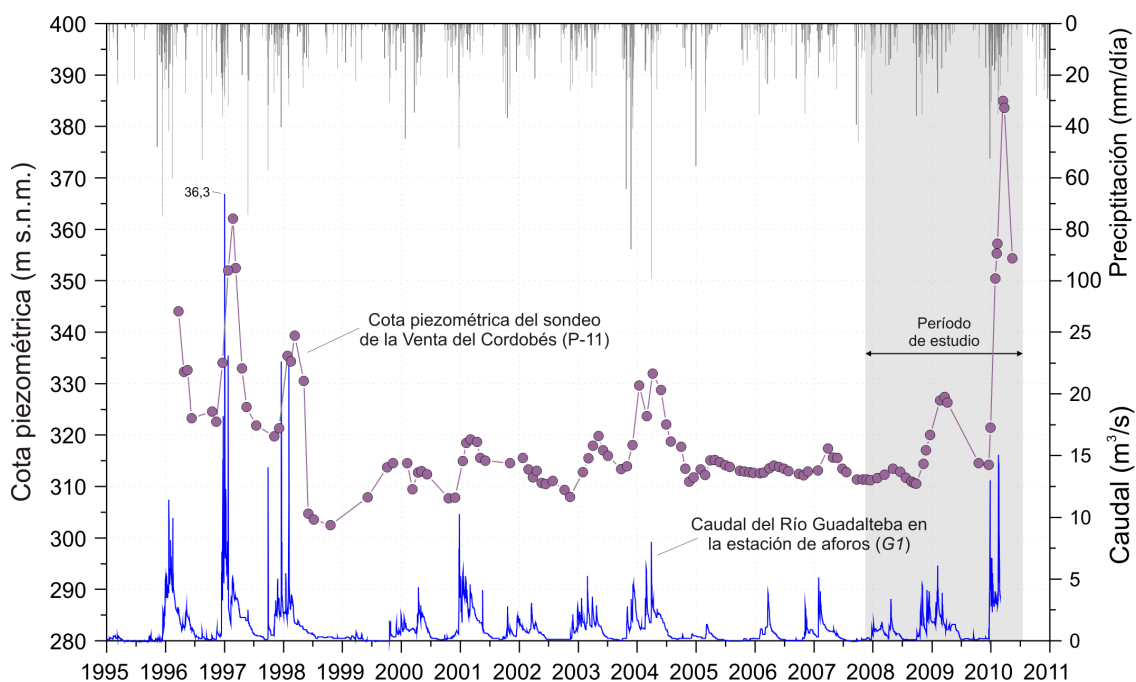


Figura 7.5. Evolución temporal del nivel piezométrico en el sondeo de la Venta del Cordobés (P-11) y del caudal del Río Guadalteba (estación de aforos, G1) durante el período comprendido entre 1995 y 2011. Precipitaciones registradas en la estación del Embalse de Guadalhorce-Guadalteba.



Figura 7.6. Realización de un perfil de conductividad eléctrica y temperatura del agua en el piezómetro de la Venta del Cordobés (P-11), el día 20/02/2009. En la imagen se observa, además, el efecto de la erosión hídrica en la base de la boca del sondeo, por donde entra el agua superficial del Arroyo de la Esperilla.

Conviene tener presente que la posible cota de descarga de la Sierra de Ortega y del Cerro de Matagayar hacia el Río Guadalteba, en el tramo comprendido entre la estación

de aforos y el Cortijo de Huertas de las Cuevas (Figs. 7.1, 7.2C y D y 7.3), es de 390-400 m s.n.m., y la cota de surgencia del manantial de Torrox (M-27, en las sierras de Teba y Peñarrubia; mapa hidrogeológico adjunto), hacia donde también cabría la posibilidad de que se dirigiera el drenaje del acuífero, es de 370 m s.n.m. Sin embargo, el sondeo de la Venta del Cordobés (P-11), cuya cota piezométrica media (318 m s.n.m.) se encuentra claramente más baja, no parece estar conectado hidrogeológicamente con el río ni con el manantial, por lo que es razonable descartar el flujo subterráneo desde el piezómetro hacia estos dos puntos.

7.1.3.3 Registros verticales de conductividad eléctrica y temperatura del agua en el sondeo de la Venta del Cordobés (P-11)

Se han llevado a cabo siete campañas de medida de la conductividad eléctrica (CE) y de la temperatura del agua en la vertical del piezómetro de la Venta del Cordobés (P-11; Fig. 7.6), para intentar caracterizar los eventuales flujos de agua subterránea que fluyen por el sector acuífero del Cerro de Matagayar en diferentes condiciones hidrodinámicas. Los resultados obtenidos, así como la representación de la columna litológica del sondeo, se recogen en la figura 7.7. Cabe resaltar que la perforación no está entubada.

Se distinguen tres tipos de registros (Fig. 7.7), en función de la evolución de los valores de CE del agua en profundidad:

- Registros verticales sin apenas variaciones de este parámetro (09/01/08) o con cambios de escasa magnitud (05/02/10, 25/03/10 y 13/05/10). La conductividad eléctrica del agua se encuentra en el rango de valores de 1.300-1.750 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y las condiciones hidrodinámicas corresponden a períodos de crecida y decrecida.
- Diagramas en los que los valores de CE disminuyen (de 2.400 a 1.100 $\mu\text{S}/\text{cm}$) paulatinamente en profundidad (20/02/2009 y 07/04/09, período de aguas altas).
- Registro de conductividad eléctrica con tendencia hacia valores crecientes en profundidad (18/12/09), variables desde 1.550 a 2.400 $\mu\text{S}/\text{cm}$, aproximadamente. Las condiciones hidrodinámicas fueron de estiaje prolongado.

En cualquier caso, las variaciones de CE registradas en la vertical del sondeo están influenciadas por la entrada de aguas de escorrentía y no se detectan cambios que pudieran ser atribuibles a flujos de agua subterránea.

En los tres tipos de diagramas (Fig. 7.7) la evolución de los valores de CE se interrumpe aproximadamente en el metro 265, a partir del cual -y hasta el fondo del sondeo- se observa un repunte de la mineralización del agua (profundidad de 265-270 m), seguida de una dilución en profundidad y una posterior estabilización del valor de la CE en los últimos 25 m. Este hecho, podría deberse a la colmatación del sondeo en su tramo final como

consecuencia de la entrada de sedimentos transportados por el agua de escorrentía del Arroyo de la Esperilla.

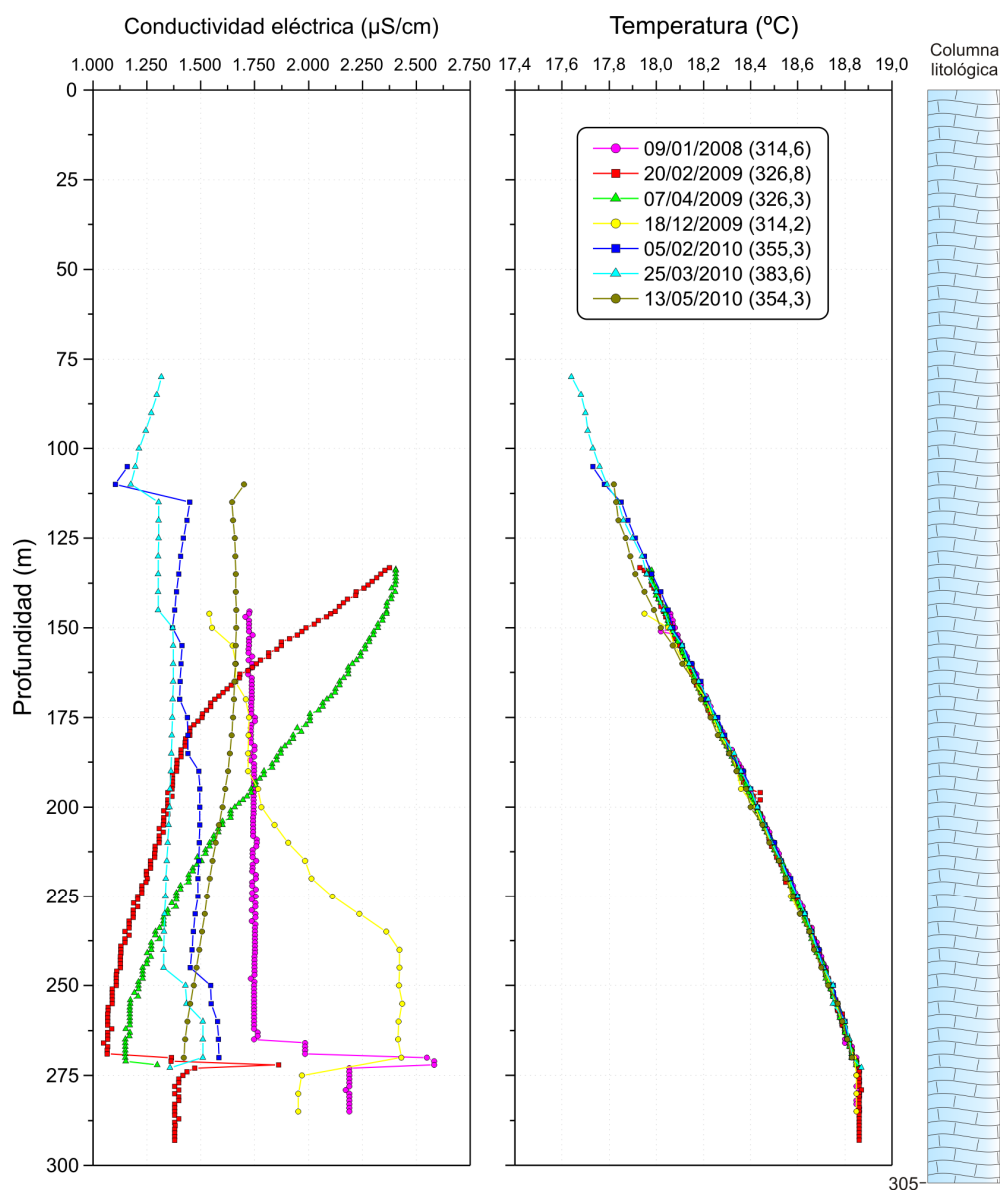


Figura 7.7. Registros verticales de conductividad eléctrica y temperatura del agua en el sondeo de la Venta del Cordobés (P-11), cuya columna litológica está enteramente formada por calizas jurásicas. Los valores entre paréntesis corresponden a la cota piezométrica en el momento de la realización de cada uno de los perfiles.

Por lo que respecta a la evolución hidrotérmica en la columna del piezómetro es igual en todos los registros verticales (Fig. 7.7), con un aumento progresivo de la temperatura del agua en profundidad, independientemente de las condiciones hidrodinámicas. Los cambios en la temperatura del agua detectados en las diagráfias, propios del equilibrio térmico con la roca en profundidad, son coherentes con la escasa renovación del volumen de agua en el interior del piezómetro. Al igual que ocurre con la evolución de la conductividad eléctrica,

por debajo de 265 m se detectan cambios en los valores de la temperatura del agua (valores constantes), lo que podría corroborar la colmatación del sondeo en este tramo.

7.1.3.4 Composición química del agua

Las facies hidroquímicas del reducido número de muestras de agua recogidas en los sondeos (Fig. 7.8) son de tipo sulfatada-clorurada cálcico-magnésica (Ortegícar) y sulfatada-clorurada sódica (Venta del Cordobés).

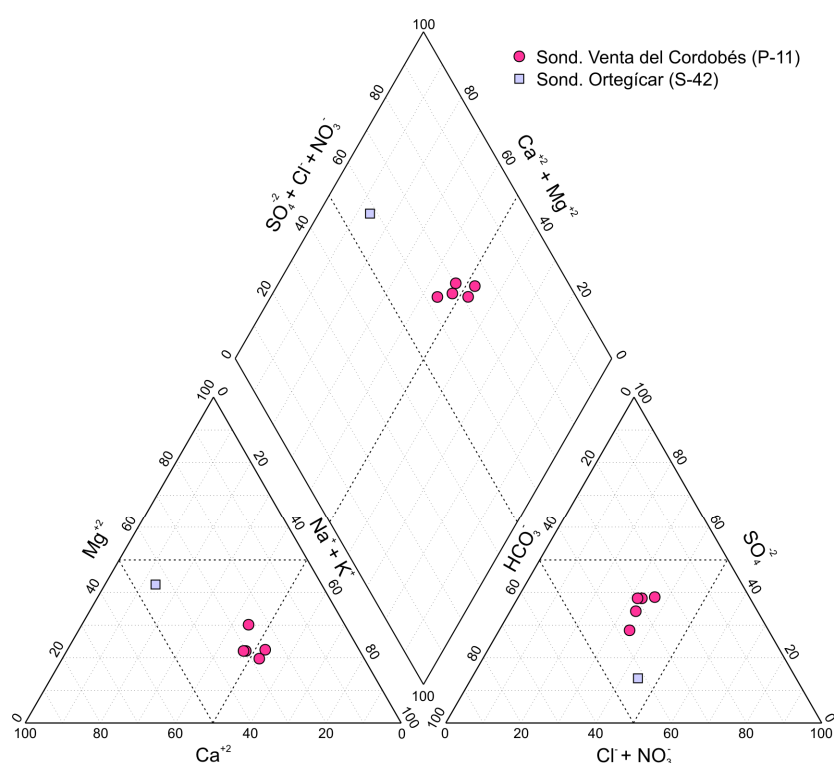


Figura 7.8. Diagrama de Piper en el que se representa la composición química de las muestras de agua de los sondeos de la Sierra de Ortegícar y del Cerro del Matagayar durante el período de investigación.

Los valores de conductividad eléctrica de las seis muestras de agua (Tab. 7.5) varían entre 760 $\mu\text{S}/\text{cm}$, en el sondeo de Ortegícar (S-42), y 1.658 $\mu\text{S}/\text{cm}$, en el piezómetro de la Venta del Cordobés (P-11). Los mayores valores de TAC y los contenidos más altos de Ca^{+2} , Mg^{+2} y SO_4^{-2} se registran en las aguas del piezómetro (Tab. 7.5).

La composición química del agua de los sondeos de la Sierra de Ortegícar y del Cerro de Matagayar debe estar condicionada por las características de las perforaciones, por la baja permeabilidad de los materiales atravesados y por la nula representatividad del registro piezométrico. En el caso del sondeo de la Venta del Cordobés (P-11), las características químicas de las aguas deben estar influenciadas, además, por la entrada de agua superficial del Arroyo de la Esperilla.

Denomin. (Ref.)	CE	Temp	pH	COT	TAC	F ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻²	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	logPCO ₂	IS _{CAL}	IS _{DOL}	
	[μS/cm]	[°C]															
	[mg/l]																
Ortegícar (S-42)	28/12/09	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	
		760	15,7	7,6	2,39	228	0,2	66,5	127,9	58,3	11,6	7,1	45,2	26,3	-2,35	-0,01	-0,52
Venta del Cordobés (P-11)	<i>n</i>	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	
	<i>mín</i>	1.119	17,4	7,6	0,97	245	0,6	117,3	34,2	206,0	138,7	5,5	81,0	35,3	-2,59	0,36	0,28
	<i>máx</i>	1.658	18,2	7,9	2,82	340	0,9	243,6	60,9	396,5	240,6	6,6	102,5	58,9	-2,21	0,64	0,76
	<i>med</i>	1.362	17,8	7,8	1,98	312	0,8	177,5	46,4	289,8	184,5	6,1	92,5	47,0	-2,38	0,49	0,44
	<i>cv</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tabla 7.5. Valores estadísticos principales (número de medidas/determinaciones, **n**; valor mínimo, **min**; valor máximo, **max**; valor medio, **med**; y coeficiente de variación, **cv** -expresado en %-) de los parámetros físico-químicos y componentes hidroquímicos de las aguas de los sondeos de la Sierra de Ortegícar y del Cerro de Matagayar durante el período de investigación.

7.2 EL ACUÍFERO DE LAS SIERRAS DE TEBA Y PEÑARRUBIA

7.2.1 Límites y geometría

En el extremo NE del área de estudio se localizan los macizos carbonáticos de Teba y Peñarrubia (Fig. 7.9). Estos relieves, formados esencialmente por afloramientos de calizas jurásicas, se alinean según las direcciones NE-SO, en la Sierra de Teba, de forma similar al resto de sierras situadas al SO (véase mapa geológico adjunto), y prácticamente NO-SE, en la de Peñarrubia. En conjunto, los afloramientos permeables ocupan una superficie aproximada de 7,2 km².

Ambas sierras están limitadas, al N, por depósitos aluviales cuaternarios (extremo occidental) y por areniscas y margas miocenas (extremo oriental) que reposan, discordantes, sobre las calizas jurásicas (Figs. 7.9 y 7.10). Más al N, bajo los materiales miocenos y cuaternarios, afloran arcillas con evaporitas de edad Trías Superior (Cruz Sanjulián, 1974). Al S, afloran margas y margocalizas cretácicas y arcillas y areniscas del Flysch del Campo de Gibraltar. Los contactos entre las formaciones jurásicas y las cretácicas son predominantemente estratigráficos, aunque pueden ser de tipo mecánico o tectónico sobre todo en el borde occidental de la Sierra de Teba. Los materiales del Flysch cabalgan sobre las margas y margocalizas cretácicas, como ocurre en el resto del área de estudio, aunque también lo hacen directamente sobre las calizas jurásicas, en el sector más oriental de la Sierra de Peñarrubia (Fig. 7.9 y mapa geológico adjunto).

La geometría del acuífero queda definida por una estructura anticlinal (Figs. 7.9 y 7.10 y corte geológico C-C' adjunto) cuya mitad oriental (Sierra de Peñarrubia) está rotada -aproximadamente 70° en el sentido de las agujas del reloj- con respecto a la occidental (Sierra de Teba), de modo que el trazado cartográfico del pliegue presenta una forma de “rodilla”. El flanco meridional muestra buzamientos más suaves que el septentrional, que puede llegar a tener una posición casi vertical en la Sierra de Teba (en este extremo, el pliegue anticlinal presenta vergencia hacia el N). La fracturación de la estructura plegada es mayor en el macizo de Teba (Fig. 7.9), donde se observan fallas subverticales de direcciones preferentes N30°E y N110°E.

7.2.2 Puntos de agua

La descarga del acuífero se produce por el manantial de Torrox (M-27a, a la cota 370 m s.n.m.; Tab. 7.6 y Figs. 7.9, 7.10 y 7.11A), que constituye el único punto de descarga

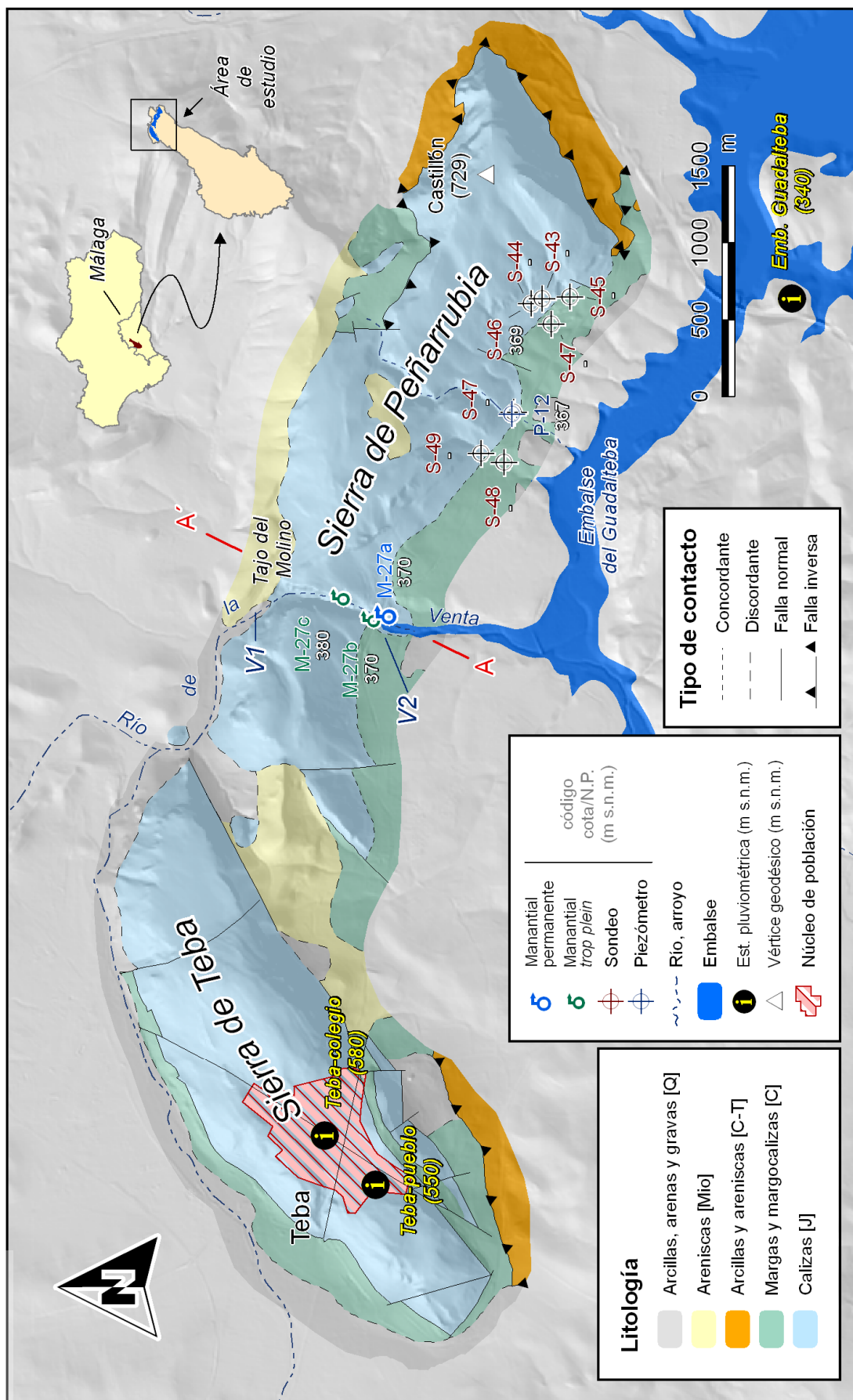


Figura 7.9. Esquema hidrogeológico del acuífero de Teba-Peñarubia. [J] Jurásico; [C] Cretácico; [C-T] Cretácico-Terciario; [Mio] Mioceno; [Q] Cuaternario.

natural visible de ambas sierras. La surgencia se localiza en la margen izquierda del Tajo del Molino, cañón excavado por el Río de la Venta en las calizas de la parte occidental de la Sierra de Peñarrubia (Figs. 7.9 y 7.11B). Este manantial es polisurgente (Torrox, M-27a; Tp1-Torrox, M-27b; Tp2-Torrox, M-27c) durante períodos de elevada recarga. No obstante, las surgencias de tipo *trop plein* inventariadas (con prefijo Tp-, en la tabla 7.6) presentan caudales exiguos en relación con la surgencia principal, la de Torrox (M-27a).

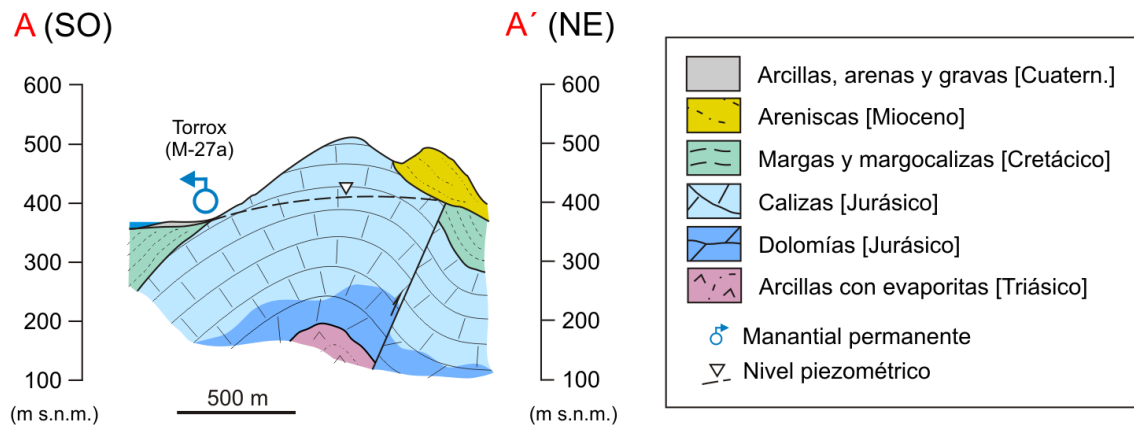


Figura 7.10. Corte hidrogeológico por el manantial del Torrox (M-27a). La orientación aproximada del corte se indica en la figura 7.9.

Tipo	Denominación	Referencia	x-UTM [m]	y-UTM [m]	Cota surg./piezom. [m s.n.m.]	Término municipal	Uso
Manantial	Torrox	M-27a	332.703	4.094.573	370	Teba	Abastecimiento urbano/regadío
	Tp1-Torrox	M-27b	332.679	4.094.637	370	Teba	Sin uso
	Tp2-Torrox	M-27c	332.805	4.094.874	380	Teba	Sin uso
Sondeo	Cant. Peñarrubia	S-43	334.777	4.093.373	-	Campillos	Sin uso. Obstruido
	Campillos-2	S-44	334.598	4.093.494	-	Campillos	Abastecimiento urbano
	Campillos-1	S-45	334.763	4.093.555	-	Campillos	Abastecimiento urbano
	Campillos-3	S-46	334.733	4.093.626	369	Campillos	Sin uso. Sondeo de emergencia
	Tendedero-3	S-47	334.024	4.093.738	-	Teba	Uso ganadero
	Peñarrubia	P-12	334.012	4.093.752	367	Teba	Piezómetro de control
	Tendedero-1	S-48	333.696	4.093.801	-	Teba	Uso ganadero
	Tendedero-2	S-49	333.757	4.093.950	-	Teba	Uso ganadero

Tabla 7.6. Principales características de los puntos de agua inventariados en las sierras de Teba y Peñarrubia.

El agua subterránea drenada por el manantial de Torrox se aprovecha, mediante acequias, para el regadío de 6,5 hectáreas de huertas anexas, pertenecientes a la Comunidad de Regantes del Río de la Venta, y para consumo doméstico de la población de Teba -previa mezcla con agua subterránea de otros acuíferos-. El caudal restante se vierte directamente al Arroyo de la Venta y termina en el Embalse del Guadalteba (Fig. 7.9).

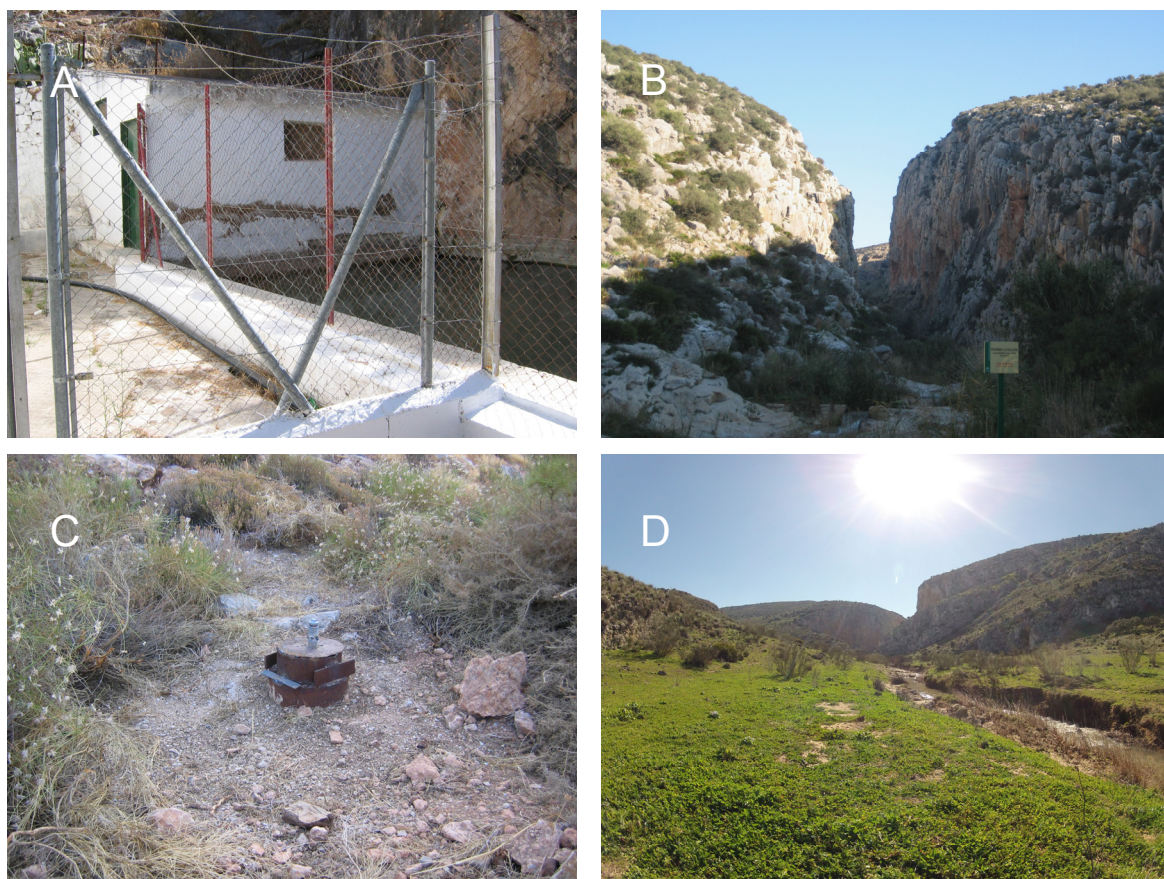


Figura. 7.11. (A) Vista de la caseta de captación y del recinto donde nace el manantial de Torrox (M-27a). Foto tomada en agosto de 2007. (B) Cañón fluviokárstico en el área del Tajo del Molino, visto desde el N (noviembre de 2008). (C) Imagen del sondeo de emergencia Campillos-3 (S-46), en el borde meridional de la Sierra de Peñarrubia. (D) Río de la Venta (sección de aforos V1, véase situación en la figura 7.9) inmediatamente aguas arriba de la Sierra de Peñarrubia. Decrecida de mayo de 2013.

Se han inventariado 7 sondeos y 1 piezómetro (Tab. 7.6 y Fig. 7.9), la mayoría de los cuales están destinados al consumo urbano o al uso agrícola y ganadero. Los sondeos de Campillos-1, -2 y -3 (S-45, S-44 y S-46; Figs. 7.9 y 7.11C) se aprovechan para abastecimiento a la población de Campillos, localizada 7 kilómetros al N de las sierras de Teba y Peñarrubia. Los sondeos de Tendedero-1, -2 y -3 (S-48, S-49 y S-47; Fig. 7.9) extraen agua subterránea en la finca homónima, donde se llevan a cabo actividades ganaderas (porcinos) y agrícolas (regadío de 60 hectáreas de cultivo). El volumen estimado de las extracciones de agua subterránea en la Sierra de Peñarrubia asciende a 0,63 hm³/año (0,27 hm³/año en los sondeos de Campillos y 0,36 hm³/año en los de la Finca de Tendedero). El sondeo de la cantera de Peñarrubia (S-43), próximo a los de Campillos, se encuentra abandonado y obstruido. Por último, el piezómetro de Peñarrubia (P-12), que pertenece a la Demarcación Hidrográfica de las Cuencas Mediterráneas Andaluzas (DHCMA), se utiliza para controlar periódicamente el nivel piezométrico del acuífero de la Sierra de Peñarrubia.

Según el Atlas hidrogeológico de la provincia de Málaga (DPM-IGME-GHUMA, 2007), las salidas medias anuales del acuífero de las sierras de Teba y Peñarrubia ($3 \text{ hm}^3/\text{año}$), que se drenan fundamentalmente por el manantial de Torrox (M-27a) y por los sondeos ubicados en esta última sierra, son superiores a las entradas sobre los afloramientos permeables carbonáticos y por infiltración de agua superficial del Río de la Venta ($2,2 \text{ hm}^3/\text{año}$). Esta diferencia en el balance hidrogeológico del acuífero, equivalente a un caudal aproximado de 25 l/s , lleva a pensar en la transferencia de recursos subterráneos desde otros sistemas hidrogeológicos (DPM-IGME-GHUMA, 2007), probablemente procedentes de la Sierra de Ortegícar y del Cerro de Matagayar.

7.2.3 Hidrodinámica

7.2.3.1 Datos de caudal

El registro hidrodinámico del manantial de Torrox (M-27a) consta de tres series de datos de caudal (Tab. 7.7 y Fig. 7.12), que han sido proporcionados por el IGME y por la Demarcación Hidrográfica de las Cuencas Mediterráneas Andaluzas (DHCMA) y obtenidos durante el período de control de esta Tesis Doctoral. El cálculo del caudal medio de cada serie de datos se ha realizado a partir de la integración de los correspondientes hidrogramas.

Denominación (Referencia)	Período de registro	Nº de medidas	Qmáx. [l/s]	Qmed.*		Qmín. [l/s]	Qmáx./ Qmín.	cv [%]	Fuente
				[l/s]	[hm^3/a]				
Torrox (M-27a)	feb-75 a may-01	72	224	78	2,46	5	45	157	IGME
	nov-01 a oct-07	55	176	42	1,32	0	-	92	DHCMA
	jul-07 a may-10	84	416	95	3,00	5	83	95	Tesis

Tabla 7.7. Parámetros estadísticos de las series de datos de caudal drenado por el manantial de Torrox (M-27a), principal punto de descarga de las sierras de Teba y Peñarrubia. (*) Caudal medio calculado a partir de la integral del hidrograma.

La serie de datos de caudal del IGME (Tab. 7.7 y Fig. 7.12A) comprende un período de control que va desde febrero de 1975 a mayo de 2001. Consta de 72 aforos realizados con una periodicidad media de 4 meses. El valor medio resultante es de 78 l/s ($2,46 \text{ hm}^3/\text{año}$), mientras que los valores mínimo y máximo son 5 y 224 l/s , respectivamente. Los recursos medios anuales, procedentes de la infiltración de las precipitaciones, que se han estimado para el período histórico 1964/65-2009/10 ascienden a $1,77 \text{ hm}^3/\text{año}$ (véase apartado

8.1.5.2), similares a los 1,7 hm³/año que figuran en el Atlas hidrogeológico de la provincia de Málaga (DPM-IGME-GHUMA, 2007).

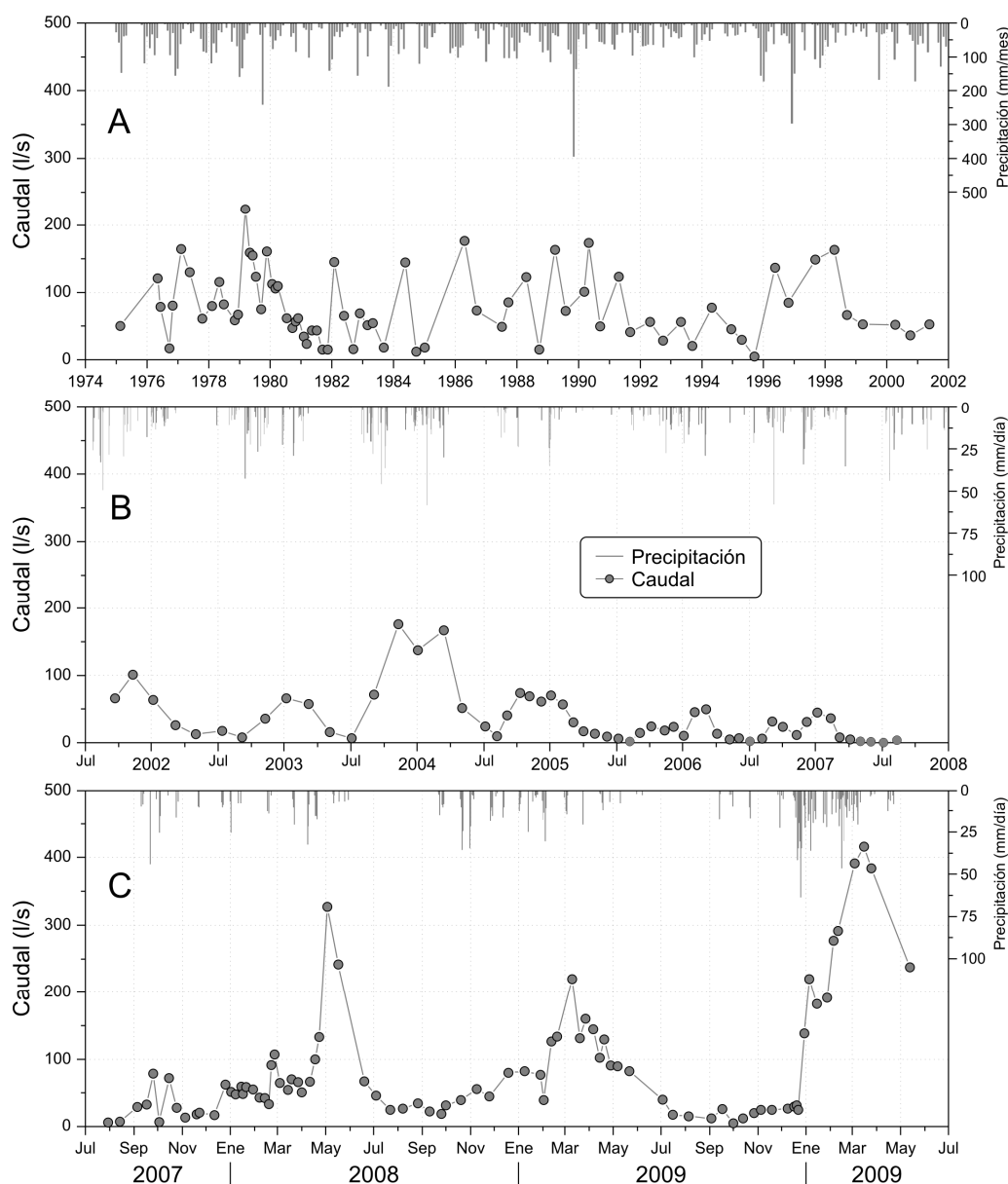


Figura 7.12. Registro hidrodinámico del manantial de Torrox (M-27a): series de caudal facilitadas por el IGME (A) y por la DHCMA (B), y obtenida durante el período de investigación (C).

La duración de la serie de datos suministrada por la DHCMA (Tab. 7.7 y Fig. 7.12B) es de aproximadamente 7 años (noviembre de 2001 a octubre de 2007). Los valores mínimo, medio y máximo de caudal, calculados a partir de 55 medidas mensuales, son 0; 42 y 176 l/s, respectivamente. El valor medio de caudal durante este período de registro es aproximadamente la mitad del calculado a partir de la serie histórica de datos (IGME).

En tercer lugar, las medidas de caudal obtenidas durante la presente investigación se llevaron a cabo entre julio de 2007 y mayo de 2010 (Tab. 7.7 y Fig. 7.12C). La serie de datos

consta de 84 aforos, efectuados aproximadamente cada 10 días, aunque la periodicidad de medida es menor (cada 2 días) durante los períodos de lluvias. Los valores medios de caudal de los años hidrológicos del período de investigación han sido los siguientes : 69 l/s (2007/08), 73 l/s (2008/09) y 143 l/s (2009/10). El valor medio (95 l/s) y máximo (416 l/s) de este período son los más elevados del registro total de caudal de la surgencia de Torrox (M-27a), como consecuencia de la elevada pluviometría, mientras que el valor mínimo (5 l/s) coincide con el aforado por el IGME.

Los recursos medios por infiltración del aguas de lluvia sobre los afloramientos permeables de las sierras de Teba y Peñarrubia, para cada uno de los años del período de investigación (véase apartado 8.1.5.2), ascienden a 1,41 hm³/año = 44 l/s (2007/08), 1,71 hm³/año = 54 l/s (2008/09) y 3,02 hm³/año = 96 l/s (2009/10), con un valor medio de 2,04 hm³/año = 65 l/s. Por tanto, se deduce que por el manantial de Torrox se drenan 30 l/s (~0,95 hm³/año) más de la que entra por infiltración del agua de lluvia en las sierras de Teba y Peñarrubia.

7.2.3.2 Hidrogramas del manantial de Torrox (M-27a)

Los hidrogramas del manantial de Torrox correspondientes al período de estudio (Fig. 7.13) presentan, en general, una crecida por año en respuesta a las precipitaciones. Dichas crecidas han ocurrido en períodos diferentes a lo largo de cada año hidrológico y muestran hidrogramas con distinta morfología, amplitud y caudal máximo. Todo ello depende fundamentalmente de la cantidad, intensidad y distribución temporal de las precipitaciones. En lo que respecta a los parámetros hidrodinámicos, el análisis de los hidrogramas unitarios permite deducir tiempos de crecida comprendidos entre 25 y 90 días y tiempos de base que varían entre 55 y 140 días, según la periodicidad de los aforos.

Las lluvias del año hidrológico 2007/08 previas a las de la primavera (Fig. 7.13), fueron poco cuantiosas y estuvieron homogéneamente distribuidas en el tiempo, de tal forma que los caudales registrados durante el otoño y el invierno no muestran variaciones significativas, con un valor promedio aproximado de 45 l/s (Fig. 7.13). La crecida hidrodinámica de mayor magnitud se produjo entre los meses de abril y junio, como respuesta a las abundantes precipitaciones acumuladas durante el mes de abril (111 mm; estación de Teba-pueblo en Fig. 7.9). Este evento de precipitación provocó un aumento de caudal (327 l/s en la punta de la crecida), que se detectó casi 1 mes más tarde. Tras la punta de caudal, la decrecida y el agotamiento de la surgencia tuvieron lugar lentamente. Esto se traduce en un hidrograma unitario relativamente puntiagudo y de base ancha (tiempo de base de 80 días).

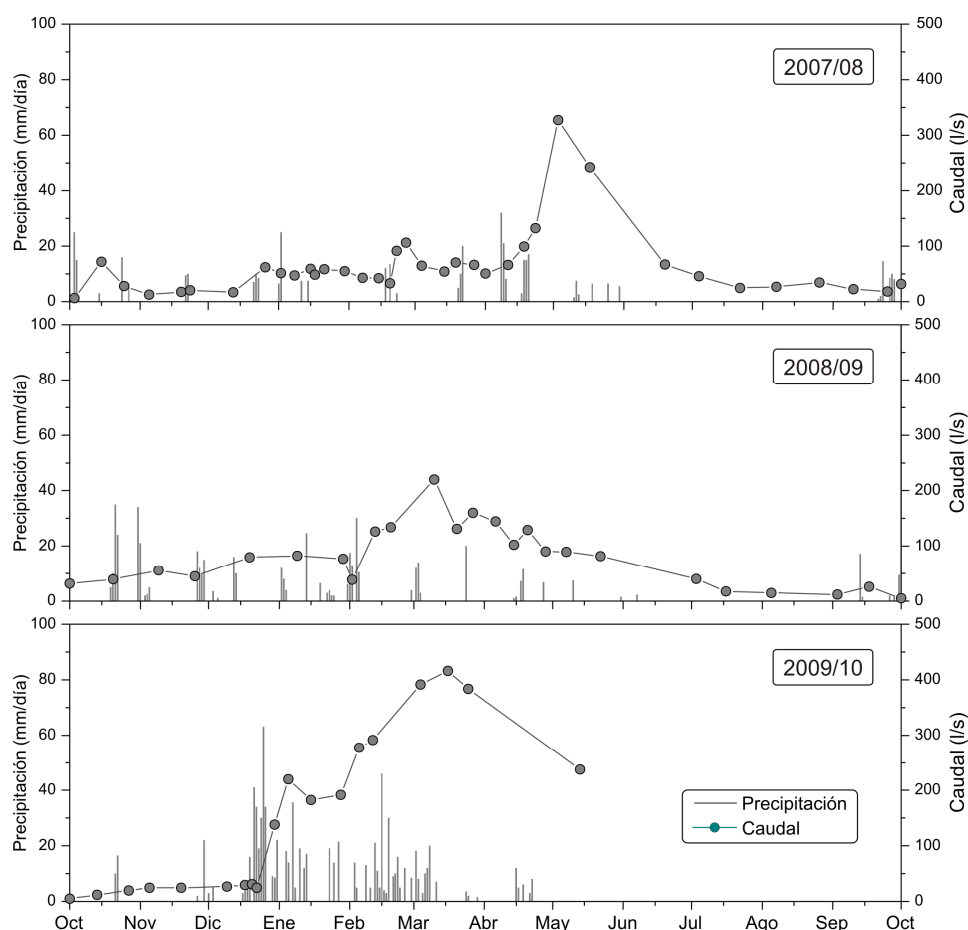


Figura 7.13. Hidrogramas anuales de la surgencia de Torrox (M-27a) y distribución de las precipitaciones registradas en la estación pluviométrica de Teba-pueblo (véase localización en la figura 7.9) durante el período de investigación.

En el año hidrológico 2008/09 (Fig. 7.13), las primeras lluvias significativas (otoño-invierno) después de eventos de precipitación dispersos y de poca cuantía, ocasionaron un aumento gradual de los caudales del manantial de Torrox (M-27a), aunque de poca magnitud, que se prolongó hasta comienzos del mes de febrero. Las precipitaciones acaecidas en dicho mes y en marzo (110 mm), distribuidas en dos episodios de 5-6 días de duración, propiciaron la mayor respuesta hidrodinámica del año, en la que se registró un caudal punta de 220 l/s. En este caso, el aumento de caudal, poco marcado, se caracterizó por un tiempo de crecida parecido al de la crecida del año anterior (35 días), aunque también por un tiempo de base algo menor (50 días). El agotamiento del manantial se estableció con una velocidad decrecimiento de los caudales más rápida entre los meses de abril y julio que entre este último mes y octubre.

Las precipitaciones acumuladas durante el año hidrológico 2009/10 (Fig. 7.13) fueron excepcionalmente abundantes (775 mm) y se distribuyeron de forma concentrada entre los meses de diciembre y marzo. Estas lluvias fueron las responsables de la mayor crecida (diciembre de 2009 a mayo de 2010) ocurrida a lo largo del período de

investigación, que también resultó ser la mayor crecida registrada del período histórico. Las características principales de este hidrograma son: una morfología poco puntiaguda y de base amplia, con un caudal máximo de 416 l/s y tiempos de crecida y de base de 90 y 140 días, respectivamente.

No obstante, al margen de las fluctuaciones de caudal, resultan llamativas las formas de los hidrogramas mostrados en la figura 7.13, en los que se observan, con frecuencia, respuestas hidrodinámicas muy amortiguadas y con un cierto desfase respecto a la señal de entrada (lluvia).

7.2.3.3 Aforos diferenciales en el Río de la Venta

Se han llevado a cabo medidas de caudal en diferentes secciones del Río de la Venta, en el tramo que discurre por el Tajo del Molino (Figs. 7.9 y 7.11B), con el objetivo de evaluar la relación río-acuífero en el entorno del manantial de Torrox (M-27a). En concreto, se han realizado 11 campañas de aforos desde febrero a agosto de 2013 (el año hidrológico 2012/2013 fue de tipo húmedo), en las que se ha medido el caudal del río aguas arriba (V1, en Figs. 7.9 y 7.11D) y aguas abajo (V2) del afloramiento de calizas jurásicas de la Sierra de Peñarrubia, aprovechando el período más largo en el que ha circulado agua por el Tajo del Molino. Las medidas de caudal se efectuaron con micromolinetes, con una periodicidad media quincenal, salvo en la segunda mitad de febrero y en el mes de marzo, períodos en los que fue imposible aforar el Río de la Venta debido a la magnitud de las crecidas.

Los resultados obtenidos (Tab. 7.8 y Fig. 7.14) ponen de manifiesto que, en la mayoría de las campañas de aforos diferenciales (9 de 11), parte del caudal del Río de la Venta se pierde en el tramo de cauce comprendido entre las secciones V1 y V2, de tal manera que el cauce resulta ser perdedor a su paso por el Tajo del Molino (Fig. 7.9). El rango de caudales que se infiltra en las calizas jurásicas está comprendido entre 18,6 l/s (27/08/2013) y 243,4 l/s (11/04/2013) y presenta un valor medio de 62,5 l/s. La magnitud de la pérdida (recarga al acuífero) es proporcional al caudal del río. El porcentaje medio de las ganancias/pérdidas respecto al caudal medido en la sección V1 del río es del 16 % (Tab. 7.8), valor éste mayor que el error cometido por el aforo con micromolinetes, estimado en un 10 %.

Sin embargo, en los dos aforos efectuados a finales del mes de abril y principios del mes de mayo (área sombreada en la figura 7.14), se detecta un aumento significativo de caudal (179-193 l/s; Tab. 7.8) en el mismo tramo del río, por lo que el acuífero cede agua al río, que resulta así ganador. En estas condiciones, el acuífero parece haberse saturado

Fecha	Sección V1	Sección V2	ΔQ	$\Delta Q/\text{secc. V1}$	Torrox (M-27a)
	Q [l/s]	Q [l/s]		[%]	Q [l/s]
07/02/2013	519,2	431,3	-87,9	16,9	236,3
11/04/2013	2022,1	1778,7	-243,4	12,0	306,8
25/04/2013	840,8	1020,2	179,4	21,3	321,4
08/05/2013	581,8	774,3	192,5	33,1	295,7
23/05/2013	645,9	609,0	-36,9	5,7	225,9
10/06/2013	403,1	344,8	-58,3	14,5	212,3
28/06/2013	242,3	208,3	-34	14,0	184
11/07/2013	200,5	177,8	-22,7	11,3	182,4
26/07/2013	192,1	158,1	-34	17,7	165,4
09/08/2013	147,1	120,3	-26,8	18,2	151
27/08/2013	124,5	105,9	-18,6	14,9	123,7
Media	538,1	520,8	-62,5 *	16,3	218,6

Tabla 7.8. Valores de caudal del Río de la Venta (en las secciones V1 y V2) y del manantial de Torrox (M-27a) en las campañas de aforos diferenciales realizadas desde febrero a agosto de 2013. Se ha calculado el porcentaje de pérdida o ganancia con respecto al caudal medio en la sección V1. (*) Valor medio de las pérdidas de caudal en el tramo V1-V2 del río.

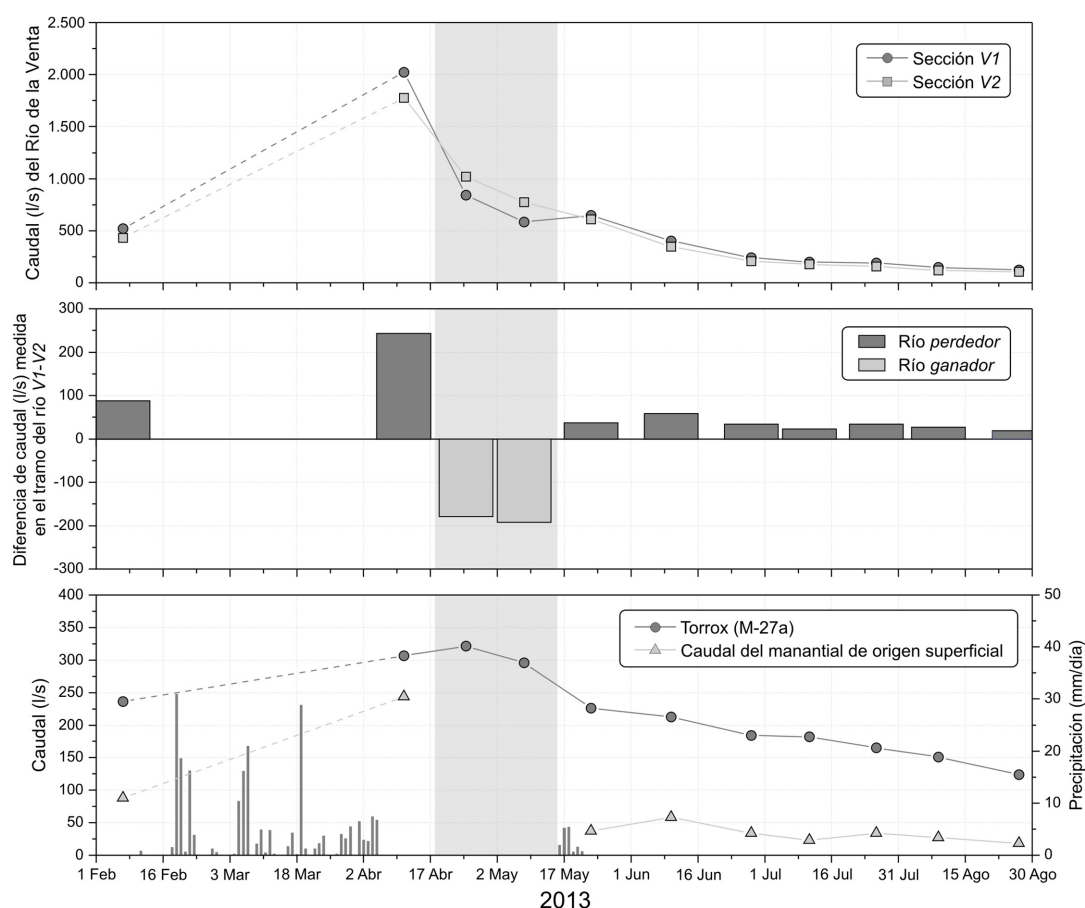


Figura 7.14. Evolución del caudal del Río de la Venta en las secciones V1 y V2, de la diferencia de caudal medida en el tramo del río comprendido entre las secciones anteriores (Tajo del Molino), del caudal drenado por el manantial de Torrox (M-27a) y de la componente de origen superficial del caudal de la surgencia, desde febrero a agosto de 2013. Precipitaciones registradas en la estación de Teba-pueblo.

con el agua de la infiltración de las precipitaciones previas sobre los afloramientos carbonáticos y con la procedente de la escorrentía del Río de la Venta. Al mismo tiempo, se registran los máximos caudales en el manantial de Torrox (M-27a).

Las pérdidas estimadas en el tramo V1-V2 del Río de la Venta (Fig. 7.9), mediante aforos diferenciales (Tab. 7.8 y Fig. 7.14), permiten deducir que las aguas superficiales contribuyen -por término medio- un 29 % al flujo subterráneo drenado por la surgencia, si se asume que el todo el caudal infiltrado en el río (valor medio de 62,5 l/s) termina drenándose por el manantial de Torrox. A lo largo del período de agotamiento del río (últimos 7 aforos) el caudal que se infiltra hacia el acuífero permanece casi constante, en torno a 18 l/s.

7.2.3.4 Los sondeos del sistema

7.2.3.4.1 Información procedente de los sondeos

Los datos relativos a la columna litológica atravesada por los sondeos y al acabado de los mismos son muy escasos. Tan sólo se tiene conocimiento de que la mayoría de perforaciones de las sierras de Teba y Peñarrubia tienen profundidades de entre 100 y 300 m e intersectan principalmente calizas jurásicas. Por ejemplo, el sondeo de Campillos-3 (S-46; Figs. 7.9 y 7.11C) tiene 242 m perforados enteramente en este tipo de materiales acuíferos y los sondeos de explotación de la Finca de Tendedero (S-47, S-48 y S-49), que también atraviesan las formaciones jurásicas, tienen una profundidad de 198-200 m (Tab. 4.2).

En los sondeos de Campillos (S-44, S-45 y S-46), la explotación de aguas subterráneas se realiza de forma continuada. Los sondeos de Campillos-1 (S-45) y Campillos-2 (S-44) bombean alternativamente, con un caudal de 17 l/s durante 12 horas al día ($0,27 \text{ hm}^3/\text{año} = 8,5 \text{ l/s}$), mientras que el de Campillos-3 (S-46; Fig. 7.11C) se reserva para situaciones de emergencia (reparación de bombas, cambio de tuberías, etc). Los sondeos de la Finca de Tendedero bombean un caudal de 30 l/s durante 14 horas al día y 4 meses al año, que se reduce a 15 l/s (14 horas al día) durante 6 meses (en total $0,36 \text{ hm}^3/\text{año} = 11,5 \text{ l/s}$).

7.2.3.4.2 Evolución temporal de la piezometría en los sondeos de Peñarrubia (P-12) y de Campillos-3 (S-46)

La serie histórica de datos de nivel piezométrico en el piezómetro de Peñarrubia (P-12), suministrada por la DHCMA, consta de 39 medidas (con una periodicidad mensual aproximadamente) tomadas entre febrero de 2007 y abril de 2010. En el transcurso del período de estudio, se han realizado algunas medidas (12) de nivel piezométrico en el sondeo de Campillos-3 (S-46), repartidas entre septiembre y diciembre de 2007 (7 medidas quincenales) y entre enero y mayo de 2010 (5 mensuales).

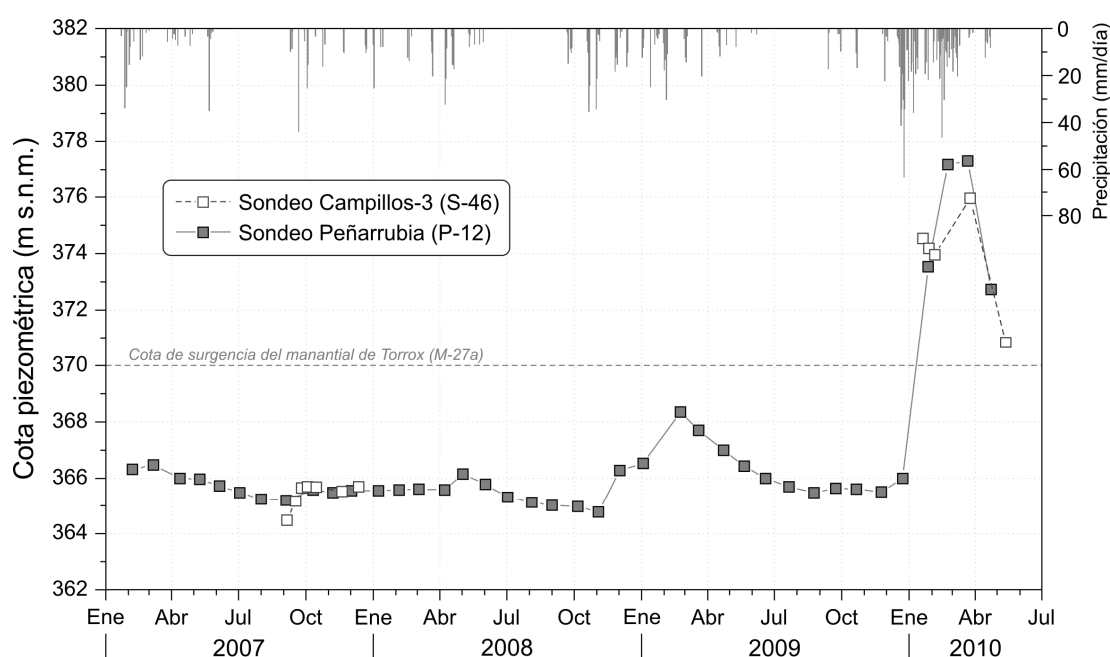


Figura 7.15. Evolución piezométrica de los sondeos de Peñarrubia (P-12) y de Campillos-3 (S-46). El registro de precipitaciones corresponde a la estación pluviométrica de Teba-pueblo.

La figura 7.15 muestra la evolución temporal de la cota piezométrica en ambos sondeos. El registro del piezómetro de Peñarrubia muestra valores de cota piezométrica comprendidos entre 365 y 377 m s.n.m. y permite observar variaciones de nivel suaves, con cierta inercia y de magnitud proporcional a la cuantía e intensidad de las precipitaciones que las generan. La mayor fluctuación piezométrica tuvo lugar entre diciembre de 2009 y marzo de 2010 (Fig. 7.15), como consecuencia de las abundantes precipitaciones. Tras dicho período de recarga, la cota piezométrica del sondeo ascendió algo más de 11 m durante 3 meses. Esta velocidad de ascenso piezométrico, relativamente lenta, así como la amplitud de las fluctuaciones de nivel, denotan un bajo desarrollo de la karstificación en el entorno del piezómetro.

Por otro lado, la cota piezométrica del sondeo de Campillos-3 (S-46) evoluciona de forma parecida a la del piezómetro de Peñarrubia (P-12) en los períodos en los que coinciden ambos registros (Fig. 7.15). La amplitud de las variaciones piezométricas es del mismo orden, en torno a 11 m. No obstante, los niveles piezométricos máximos que se observan en el sondeo (enero a abril de 2010) se sitúan ligeramente por debajo de los del piezómetro, probablemente a causa de la influencia de los bombeos próximos.

Durante la mayor parte del período de registro, la cota piezométrica del sondeo de Peñarrubia (P-12) ha permanecido de 3 a 4 metros por debajo de la cota de surgencia del manantial de Torrox (Fig. 7.15), situado a 1.500 m al NO (Fig. 7.9). Esto podría reflejar la afección por los bombeos en los sondeos de abastecimiento a la Finca de Tendedero (S-47, S-48 y S-49; Fig. 7.9) y a la población de Campillos (S-44 y S-45). No obstante, llama la atención el hecho de que la cota piezométrica en los sondeos esté por debajo de la cota de surgencia del manantial y éste mantenga su régimen de descarga.

7.2.4 Hidrotermia

Durante el período de investigación, se ha controlado la respuesta hidrotérmica del manantial de Torrox (M-27a), a partir de medidas puntuales de temperatura del agua y del registro continuo (horario) obtenido mediante *datalogger*. La temperatura media del agua de la surgencia es 22,2 °C (Tab. 7.9), 4,8 °C superior a la temperatura media del aire durante el período de estudio- en la estación termopluviométrica del Embalse del Guadalteba (17,4 °C; Tab. 3.14 y Fig. 7.9), situada a 340 m s.n.m. La amplitud térmica - diferencia entre los valores máximo y mínimo de temperatura- del agua es relativamente baja (0,9-1,3 °C), así como el coeficiente de variación (~1 %).

Durante las campañas de muestreo de 2013 se han medido, además de la temperatura del agua del manantial de Torrox, la de los manantiales *trop plein* Tp1-Torrox (M-27b) y Tp2-Torrox (M-27c) (Tab. 7.9). La temperatura del agua en estos últimos ha sido de 21,2 °C y 15,7 °C, respectivamente. Los valores de Tp1-Torrox indican el carácter termal de la surgencia *trop plein*, al igual que ocurre con el manantial principal.

El día 28/01/2012 se midió la temperatura del agua del sondeo Campillos-3 (S-46, situado a 2,5 km al SE del manantial) a las cotas: 245, 295, 335 y 360 m s.n.m. (Tab. 7.9). Los valores obtenidos, comprendidos entre 18,3 °C (cota 295 m s.n.m.) y 18,6 °C (360 m s.n.m.), son similares al valor medio de la temperatura ambiente de la zona y contrastan con el medido el mismo día en el manantial de Torrox (21,8 °C).

La diferencia entre los valores medios de la temperatura del agua del manantial de Torrox (M-27a) y la del aire, así como la menor temperatura del agua subterránea en otras

partes del acuífero (sondeo de Campillos-3, en la Sierra de Peñarrubia) ponen de manifiesto la existencia de flujos relativamente profundos hacia la zona de descarga de la surgencia (Fig. 7.9). Este sistema de flujos podría estar influenciado por la estructura y geometría del acuífero, particularmente por la disposición de los estratos calizos del flanco meridional de las sierras de Teba y de Peñarrubia, que tienden a ser más verticales conforme profundizan. Ello provoca el aumento de la permeabilidad vertical (Sánchez-Navarro *et al.*, 2004) y facilitaría el flujo ascendente de agua con temperatura mayor que la ambiental.

	Denominación (Referencia)	Altitud [m s.n.m.]	Período de registro	Tipo de registro	Nº de medidas	Tmáx. [°C]	Tmed. [°C]	Tmín. [°C]	Amplitud [°C]	cv [%]
Manantial	Torrox (M-27a)	370	jul-07 a may-10	P	95	22,8	22,2	21,5	1,3	1
			jul-07 a abr-10	C	10.796	22,4	22,2	21,5	0,9	1,3
			feb-ago 13	P	11	21,7	21,6	21,4	0,3	0,5
	Tp1-Torrox (M-27b)	370	feb-ago 13	P	3	21,4	21,2	20,9	0,5	-
	Tp2-Torrox (M-27c)	380	feb-ago 13	P	2	15,7	15,7	15,6	0,1	-
Sondeo	Campillos-3 (S-46)	360	28-enero-2010	P	1	-	18,6	-	-	-
		335			1	-	18,4	-	-	-
		295			1	-	18,3	-	-	-
		245			1	-	18,5	-	-	-

Tabla 7.9. Valores máximo (*Tmáx.*), medio (*Tmed.*) y mínimo (*Tmín.*), *amplitud* y coeficiente de variación (*cv*) de la temperatura del agua del manantial de Torrox (M-27a) y de las surgencias trop plein asociadas, durante el período de investigación y a lo largo de las campañas de aforos realizadas en 2013. También se incluyen los datos de temperatura del agua en el sondeo de Campillos-3, tomados el día 28 de enero de 2010, cuando dicho sondeo fue objeto de actuaciones de mantenimiento que permitieron el registro en profundidad.

Con respecto a la procedencia de los flujos de agua cabe plantear dos hipótesis, *a priori* no excluyentes entre ellas: 1) que se trate de agua infiltrada en las sierras de Teba y Peñarrubia y en el cañón del Tajo del Molino (a través del Río de la Venta), y 2) que proceda de la Sierra de Ortegícar y del Cerro de Matagayar (véase mapa hidrogeológico y corte geológico C-C' adjuntos). En el primer caso, el agua de infiltración descendería en profundidad para después ascender, todo ello mediante flujos relativamente rápidos y de corto recorrido (Fig. 7.10). En la segunda hipótesis, el agua infiltrada en los macizos carbonáticos de la Sierra de Ortegícar y del Cerro de Matagayar fluiría lentamente a través de los materiales jurásicos que existen en profundidad en la Cubeta del Guadalteba (mapa hidrogeológico y corte geológico C-C' adjuntos) y terminaría drenándose por el manantial de Torrox.

La temperatura del agua del manantial de Torrox (M-27a) permanece casi invariable (22,3-22,5 °C) en condiciones de estiaje y disminuye durante los períodos de recarga (Fig.

7.16). Los descensos hidrotérmicos se producen de forma progresiva y pueden prolongarse a lo largo de varios meses (diciembre a marzo-abril de los años hidrológicos 2008/2009 y de 2009/2010), hasta que se alcanza el valor mínimo anual de la temperatura del agua. No obstante, este comportamiento puede estar precedido por un aumento puntual -y de varias décimas de °C- de la temperatura del agua, tal y como se observa durante los meses de noviembre de 2008 y diciembre de 2009 (Fig. 7.16). La magnitud de las disminuciones de temperatura del agua es variable, aunque inferior a 1 °C. Así, el tiempo de respuesta y la amplitud de la variación hidrotérmica dependen de la distribución, intensidad y cuantía de la recarga (tanto por infiltración de agua de lluvia como de escorrentía). Una vez se establece la decrecida y posterior agotamiento, el agua drenada por la surgencia tiende a recuperar los valores previos al evento de recarga (22,3 °C).

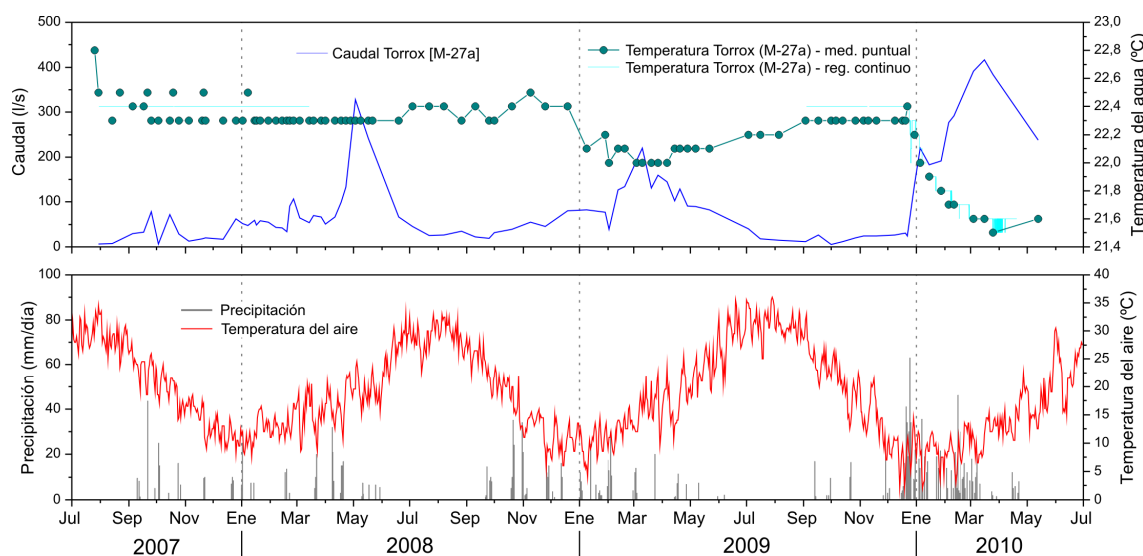


Figura 7.16. Gráfico superior: evolución de la temperatura del agua y del caudal drenado por el manantial de Torrox (M-27a) durante el período de investigación. Gráfico inferior: precipitaciones registradas en la estación de Teba-pueblo junto con la temperatura del aire medida en la estación termopluviométrica de Teba-colegio (véase situación en la figura 7.9).

Las variaciones hidrotérmicas registradas en el manantial de Torrox (M-27a), relativamente amortiguadas, así como la gran homogeneización térmica de las aguas drenadas por la surgencia durante el estiaje, que corresponderían al volumen de agua almacenada en la zona saturada del acuífero, también reflejan un drenaje lento, probablemente a través de un medio poco karstificado.

7.2.5 Hidroquímica

7.2.5.1 Composición química de las aguas. Distribución espacial

En la figura 7.17 se representa la composición química del agua del manantial de Torrox y de otros puntos del acuífero de Teba-Peñarrubia, así como de las aguas superficiales del Río de la Venta, aguas arriba del Tajo del Molino (sección V1 en la figura 7.9).

Las aguas subterráneas son de facies bicarbonatada cálcica (Fig. 7.17) en el sondeo de Campillos-3 (S-46) y bicarbonatada-sulfatada-clorurada cálcico-sódicas en los manantiales de Torrox (M-27a) y Tp1-Torrox (M-27b). Las aguas superficiales del Río de la Venta (en la sección V1), así como las aguas subterráneas drenadas por la surgencia Tp2-Torrox (M-27c), muestran facies hidroquímica de tipo sulfatada-clorurada cálcico-sódica y contenidos relativamente altos en NO_3^- .

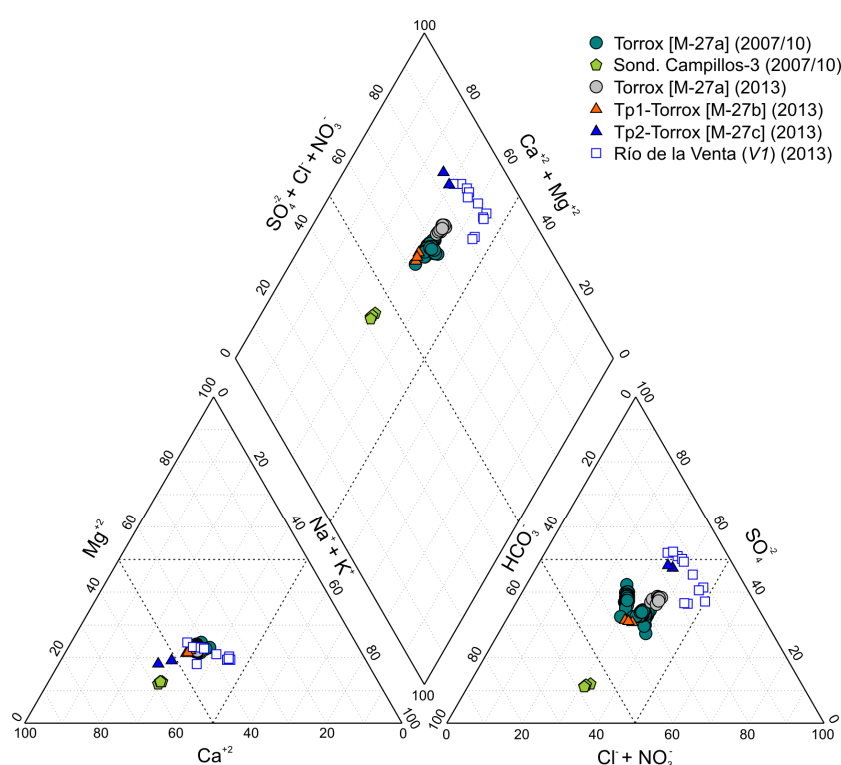


Figura 7.17. Diagrama de Piper en el que se representa la composición química de las aguas muestreadas en el sector de las sierras de Teba y Peñarrubia.

La distribución de las muestras en el diagrama de Piper (Fig. 7.17) pone de manifiesto que la composición química de las aguas de los manantiales de Torrox y Tp1-Torrox puede ser el resultado de la mezcla, en proporciones variables, de las aguas del sondeo de Campillos-3 (S-46), representativas de la recarga del acuífero a través de los

afloramientos carbonáticos de las sierras, y de las aguas del Río de la Venta (en V1). Asimismo, de la figura 7.17 se deduce que las aguas del manantial de Tp2-Torrox tienen una gran afinidad química con las aguas del río de la Venta.

Los valores medios de conductividad eléctrica de las aguas subterráneas están comprendidos entre 609 $\mu\text{S}/\text{cm}$, en el sondeo de Campillos-3, y 1.827 $\mu\text{S}/\text{cm}$, en el manantial de Tp2-Torrox. En el agua del Río de la Venta, el valor medio de la conductividad eléctrica durante las campañas de aforos diferenciales efectuadas es de 2.560 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Tab. 7.10). Los coeficientes de variación de la conductividad eléctrica son relativamente bajos en las aguas subterráneas, del 3 al 5 % (manantial de Torrox) y más elevados en las aguas superficiales (10 %).

Los datos relativos al Río de la Venta (Tab. 7.10), en la sección V1, muestran los mayores valores medios de todos los parámetros hidroquímicos (pH, COT, iones mayoritarios e índices de saturación en calcita y dolomita), a excepción de la presión parcial de CO_2 en las aguas, que presenta el valor más bajo ($\log\text{PCO}_2 = -3,05$), próximo al atmosférico (-3,5).

Durante el período de aforos diferenciales, cuando circulaba agua por el Río de la Venta, los mayores contenidos medios en Cl^- , SO_4^{2-} , K^+ , Ca^{+2} y Mg^{+2} de las aguas subterráneas se registraron en el manantial de Tp2-Torrox (M-27c), mientras que los valores medios más elevados de TAC y Na^+ se detectan en la surgencia de Torrox (M-27a) (Tab. 7.10). Los contenidos medios de NO_3^- y COT de las aguas subterráneas son muy variables: desde 5,8 mg/l y 0,2 mg/l, respectivamente, en el sondeo de Campillos-3 (S-46), hasta 72,6 mg/l y 0,66 mg/l, en la surgencia Tp2-Torrox (M-27c). Por otro lado, las aguas subterráneas presentan valores medios de $\log\text{PCO}_2$ comprendidos entre -2,36 (Tp2-Torrox) y -1,77 (Torrox) y se encuentran generalmente en equilibrio o ligeramente saturadas en calcita, y subsaturadas en dolomita, salvo las de la surgencia Tp2-Torrox que muestran valores medios positivos de IS_{DOL} .

El agua del sondeo de Campillos-3 (S-46), con los contenidos más bajos de la mayoría de parámetros considerados, presenta características químicas típicas del drenaje de un acuífero carbonático. Al igual que ocurre con otros acuíferos estudiados en esta Memoria, la alcalinidad total (TAC) y los contenidos de Ca^{+2} y Mg^{+2} del agua del sondeo se deben fundamentalmente a la disolución de minerales carbonáticos (calcita y dolomita) que constituyen las formaciones acuíferas: calizas y, en menor medida, dolomías. Estas últimas se disponen estratigráficamente por debajo de las primeras, formando parte de la zona saturada del acuífero (Fig. 7.10).

Las elevadas concentraciones de Cl^- , SO_4^{2-} , Na^+ y -en parte- Ca^{+2} (Tab. 7.10) detectadas en las aguas subterráneas proceden de la disolución de halita, anhidrita y yeso, que se hallan

en las arcillas con evaporitas del Trías Superior (Fig. 7.10). Estos materiales se encuentran en la base del acuífero de las sierras de Teba y Peñarrubia, pero también afloran al N de estos macizos, en la cuenca hidrográfica del Río de la Venta. La existencia de aguas mineralizadas, con elevadas concentraciones de componentes químicos de origen evaporítico, por la disolución de yeso y halita existentes en el substrato de acuíferos carbonáticos, es un hecho bien conocido en la Cordillera Bética (López-Chicano *et al.*, 2001; Moral *et al.*, 2008; Mudarra y Andreo, 2011; Martos Rosillo, 2008). No obstante, en las aguas del Río de la Venta (Tab. 7.9) se han medido los máximos contenidos de Cl⁻, SO₄⁻² y Na⁺, por lo que dichos componentes parecen tener, al menos en parte, un origen superficial.

Punto (Ref.)		CE	Temp	pH	COT	TAC	F ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻²	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	logPCO ₂	IS _{CAL}	IS _{DOL}
		[μS/cm]	[°C]														
		[mg/l]															
Período de investigación (2007/08-2009/10)																	
Torrox (M-27a)	n	88	88	88	88	88	88	88	88	88	88	88	88	88	88	88	88
	mín	1.215	21,5	7,0	0,16	287	0,2	54,6	16,1	192,7	110,5	2,6	122,5	41,2	-2,28	-0,15	-0,97
	máx	1.398	22,5	7,7	0,63	310	0,3	206,9	32,5	356,1	136,6	5,0	151,6	48,0	-1,66	0,62	0,56
	med	1.312	22,2	7,3	0,24	299	0,2	141,1	24,5	276,2	123,9	3,7	138,4	45,3	-1,91	0,21	-0,27
	cv	3	1	2	24	2	12	30	14	11	5	15	5	3	6	-	-
Sondeo Campillos-3 (S-46)	n	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
	mín	602	18,3	7,5	0,18	192	0,1	59,4	5,6	30,4	39,8	0,4	68,2	8,9	-2,38	0,04	-1,03
	máx	612	18,6	7,6	0,22	207	0,1	61,0	6,0	32,3	40,9	0,9	71,7	9,3	-2,26	0,11	-0,87
	med	609	18,5	7,5	0,20	201	0,1	60,4	5,8	31,7	40,5	0,8	69,5	9,1	-2,30	0,07	-0,97
	cv	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Campañas de aforos diferenciales (2012/13)																	
Torrox (M-27a)	n	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11
	mín	1.418	21,4	6,9	0,25	295	0,2	216,7	30,9	333,6	133,6	5,1	150,0	46,7	-1,98	-0,15	-1,01
	máx	1.445	21,7	7,4	0,36	320	0,6	263,5	39,0	394,9	140,0	8,7	152,8	47,6	-1,60	0,33	-0,05
	med	1435	21,6	7,1	0,31	315	0,3	245,5	35,2	370,5	135,3	6,0	151,7	47,1	-1,77	0,08	-0,55
	cv	5	1	2	12	2	33	7	7	7	2	21	1	1	7	-	59
Tp1-Torrox (M-27b)	n	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
	mín	1.026	20,9	7,1	0,23	284	0,2	135,4	21,6	195,2	81,3	2,7	100,0	29,7	-1,99	-0,03	-0,82
	máx	1.043	21,4	7,4	0,26	301	0,2	145,8	23,0	200,0	87,8	3,0	112,7	31,3	-1,81	0,19	-0,35
	med	1.035	21,2	7,3	0,25	293	0,2	140,6	22,3	197,6	84,5	2,8	106,4	30,5	-1,90	0,08	-0,58
	cv	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tp2-Torrox (M-27c)	n	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
	mín	1.820	15,6	7,5	0,62	279	0,2	299,7	66,6	622,5	113,4	6,4	214,9	42,4	-2,54	0,41	-0,17
	máx	1.833	15,7	7,9	0,70	281	0,2	310,8	78,6	633,3	150,5	7,6	235,2	53,1	-2,18	0,83	0,73
	med	1.827	15,7	7,7	0,66	280	0,2	305,2	72,6	627,9	132,0	7,0	225,0	47,7	-2,36	0,62	0,28
	cv	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Río de la Venta (V1)	n	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11
	mín	2.170	8,8	8,1	1,22	279	0,6	292,9	40,9	726,5	188,0	4,8	223,8	72,5	-3,54	1,09	1,19
	máx	3.030	21,7	8,8	5,13	478	0,8	724,1	118,4	905,7	335,0	10,3	302,3	84,0	-2,59	1,74	2,75
	med	2.560	17,9	8,4	2,21	329	0,6	522,8	81,3	816,4	279,6	7,3	245,8	79,2	-3,05	1,43	2,12
	cv	10	21	3	59	22	11	27	29	8	18	22	8	5	10	11	18

Tabla 7.10. Valores estadísticos principales (número de medidas/determinaciones, **n**; valor mínimo, **mín**; valor máximo, **máx**; valor medio, **med**; y coeficiente de variación, **cv**-expresado en %-) de los parámetros físico-químicos y de los componentes químicos de las aguas en el sector de las sierras de Teba y Peñarrubia (véase situación en la figura 7.9). Los datos corresponden al período de investigación (2007/08-2009/10) y a las campañas de aforos diferenciales (2012/13).

Los valores más elevados de TAC, Ca^{+2} y Mg^{+2} en las aguas de los manantiales que drenan hacia el Tajo del Molino (Tab. 7.10 y Fig. 7.9) deben tener un doble origen: subterráneo, procedente de la disolución de las calizas y dolomías jurásicas (como se deduce de la composición química de las aguas del sondeo Campillos-3), y superficial, habida cuenta de las mayores concentraciones de estos componentes detectadas en las aguas del Río de la Venta (Tab. 7.10). Ahora bien, la contribución de flujos más profundos (locales y, sobre todo, regionales) al caudal de la zona de descarga del acuífero, con aguas de mayor temperatura y relativamente mineralizadas, también podría proporcionar concentraciones adicionales de casi todos los componentes hidroquímicos.

De los contenidos de NO_3^- en las aguas de los manantiales de Torrox (M-27a, M-27b y M-27c), 4 a 13 veces superiores que los determinados en el agua del sondeo de Campillos-3 (Tab. 7.10), se deduce que la fuente puntual de contaminación de las aguas del acuífero en el tramo del Tajo del Molino es la infiltración de las aguas del Río de la Venta. Los focos principales de contaminación son las actividades ganaderas (purines de las granjas de cerdos) y agrícolas ubicadas sobre la cuenca hidrográfica del Río de la Venta (también denominado Río Almargen), al NO de las sierras de Teba y Peñarrubia.

Por lo que respecta al contenido en COT, los valores más elevados se han detectado en el agua del río, hasta 5,13 mg/l (Tab. 7.10). Las aguas subterráneas, a excepción de las del *trop-plein* Tp2-Torrox (M-27c) tienen contenidos relativamente bajos de COT (0,20-0,31 mg/l; Tab. 7.10), que podrían atribuirse a la escasa cobertura edáfica sobre el acuífero y a la baja producción de materia orgánica en éste (Batiot *et al.*, 2003a y 2003b; Perrin *et al.*, 2003). No obstante, también pueden explicarse por la mineralización progresiva de la materia orgánica a lo largo del flujo subterráneo, desde la zona de recarga hasta la de descarga.

Se ha efectuado un análisis de componentes principales (ACP) con las aguas de los manantiales, del sondeo Campillos-3 y del Río de la Venta, en la sección VI (Tab. 7.11 y Fig. 7.18). El análisis estadístico multivariante trata de precisar las relaciones hidroquímicas entre las 119 muestras de agua, dada la relación entre flujos de aguas subterráneas y superficiales en la zona de descarga del Tajo del Molino, demostrada mediante métodos hidrodinámicos. Las variables hidroquímicas consideradas (15) son la que figuran en la tabla 7.11.

La matriz de correlación obtenida (Tab. 7.11) muestra coeficientes elevados entre la mayoría de variables. Los dos factores principales del ACP explican un porcentaje de varianza del 86,5 %. Las variables que presentan una mayor correlación estadística con la conductividad eléctrica son Na^+ , SO_4^{+2} , Ca^{+2} , Cl^- , Mg^{+2} , F^- , IS_{DOL} , IS_{CAL} y COT. En cambio, la

temperatura y la presión parcial de CO₂ (logPCO₂) están correlacionadas de forma negativa con la mineralización del agua.

	CE	Temp	COT	TAC	F ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻²	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	logPCO ₂	IS _{CAL}	IS _{DOL}
CE	1														
Temp	-0,476	1													
COT	0,842	-0,388	1												
TAC	0,587	0,201	0,640	1											
F ⁻	0,885	-0,516	0,703	0,411	1										
Cl ⁻	0,936	-0,410	0,834	0,535	0,804	1									
NO ₃ ⁻	0,849	-0,771	0,588	0,211	0,850	0,747	1								
SO ₄ ⁻²	0,951	-0,621	0,735	0,392	0,895	0,876	0,948	1							
Na ⁺	0,975	-0,370	0,846	0,603	0,863	0,952	0,750	0,888	1						
K ⁺	0,778	-0,493	0,472	0,382	0,719	0,745	0,801	0,820	0,736	1					
Ca ⁺²	0,948	-0,601	0,703	0,455	0,864	0,847	0,925	0,959	0,885	0,816	1				
Mg ⁺²	0,932	-0,312	0,679	0,565	0,867	0,814	0,803	0,900	0,908	0,739	0,917	1			
logPCO ₂	-0,723	0,692	-0,636	-0,002	-0,727	-0,700	-0,779	-0,782	-0,696	-0,480	-0,717	-0,641	1		
IS _{CAL}	0,861	-0,565	0,751	0,292	0,806	0,812	0,802	0,858	0,840	0,575	0,832	0,803	-0,949	1	
IS _{DOL}	0,876	-0,489	0,746	0,353	0,816	0,814	0,786	0,858	0,861	0,582	0,837	0,846	-0,916	0,993	1

Tabla 7.11. Matriz de correlación del ACP efectuado con la información hidroquímica del sector de las sierras de Teba y Peñarrubia durante los períodos de control de 2007/08 a 2009/10 y de 2012/13.

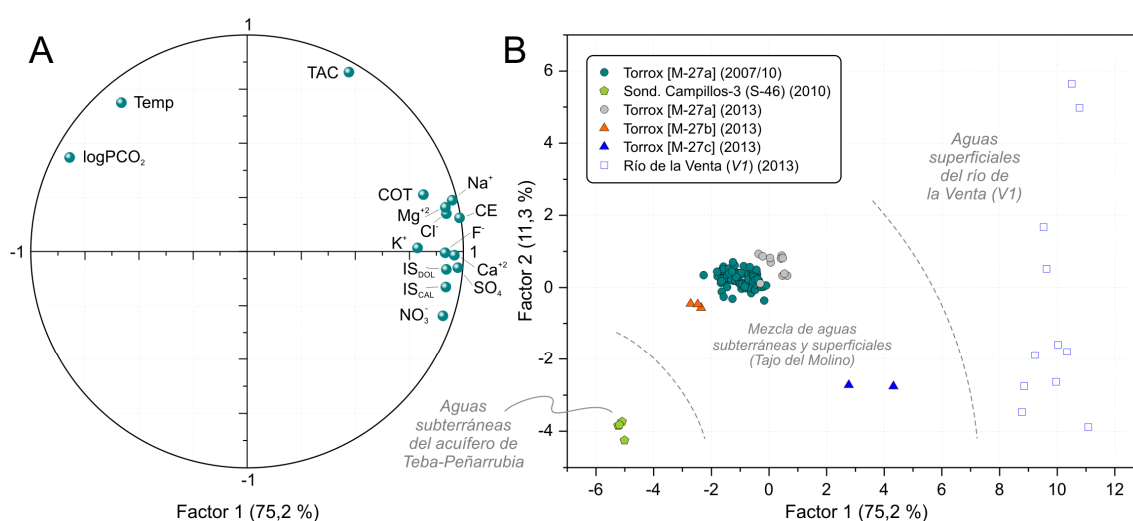


Figura 7.18. Representación de los planos factoriales (A: variables y B: casos) del ACP llevado a cabo con la información hidroquímica del sector de las sierras de Teba y Peñarrubia.

En el espacio de las variables (Fig. 7.18A), el factor 1 explica el 75,2 % de la varianza y está determinado por los contenidos en Na⁺, SO₄⁻², Ca⁺², Cl⁻, Mg⁺², F⁻, NO₃⁻, COT y K⁺ y los índices de saturación mineral (IS_{CAL} e IS_{DOL}), en la parte positiva, y por logPCO₂, en la negativa. Todas las variables pueden considerarse representativas de la mineralización de las aguas, a excepción de la última (logPCO₂) que permitiría diferenciar entre el origen superficial y subterráneo de las mismas. Por otro lado, el factor 2 (11,3 %) engloba a las

variables alcalinidad (TAC) y temperatura, parámetros que también caracterizarían ambos tipos de aguas.

El plano factorial de las unidades estadísticas (Fig. 7.18B) permite distinguir tres agrupaciones de muestras químicamente diferentes. El primer grupo, situado en el espacio de valores máximos del factor 1, corresponde a las aguas superficiales del Río de la Venta, caracterizadas por una elevada mineralización y por las mayores concentraciones de todos los componentes hidroquímicos. También presentan una gran dispersión a lo largo del factor 2 (debido a la variación en los valores de alcalinidad), de lo que se desprende la gran heterogeneidad química (y estadística) de las muestras. En el extremo negativo de los dos factores (Fig. 7.18B), las muestras del sondeo de Campillos-3 (S-46) representan a las aguas menos evolucionadas hidrogeoquímicamente, con los valores más bajos de conductividad eléctrica y de temperatura y los menores contenidos en todos los componentes químicos. La tercera agrupación incluye las aguas recogidas en los manantiales de Torrox y de Tp1-Torrox (origen de coordenadas) y de Tp2-Torrox (valores positivos del factor 1 y negativos del factor 2), que presentan una mineralización intermedia y valores variables de $\log PCO_2$ y temperatura (Fig. 7.18B), mínimos en las muestras de la última surgencia y que parecen relacionados con el río.

7.2.5.2 Evolución temporal de la composición química del agua del manantial de Torrox (M-27a)

En la figura 7.19 se representa el hidrograma del manantial de Torrox, junto con la temperatura, conductividad eléctrica y composición química de sus aguas.

Un análisis general, a lo largo del período de investigación, permite constatar la tendencia al aumento progresivo de la conductividad eléctrica a lo largo del período de investigación. La mineralización del agua es menor en el estiaje y más elevada durante el período de aguas altas (noviembre-diciembre a marzo-abril, Fig. 7.19). El tiempo de respuesta y la magnitud de las variaciones de la conductividad eléctrica del agua, que consisten fundamentalmente en ascensos seguidos de descensos progresivos, dependen de las condiciones de recarga en el acuífero, bien por infiltración de agua de lluvia en los afloramientos carbonáticos o bien por infiltración de aguas superficiales del Río de la Venta. En cualquier caso, los principales factores condicionantes de estos cambios hidroquímicos son la cantidad, intensidad y distribución temporal de las precipitaciones. Por ejemplo, durante el año hidrológico 2007/08, las precipitaciones acumuladas (406 mm) provocaron un aumento neto de la conductividad eléctrica del agua de 58 $\mu S/cm$. Al año siguiente (2008/09), las lluvias fueron más cuantiosas (491 mm) y más intensas, por

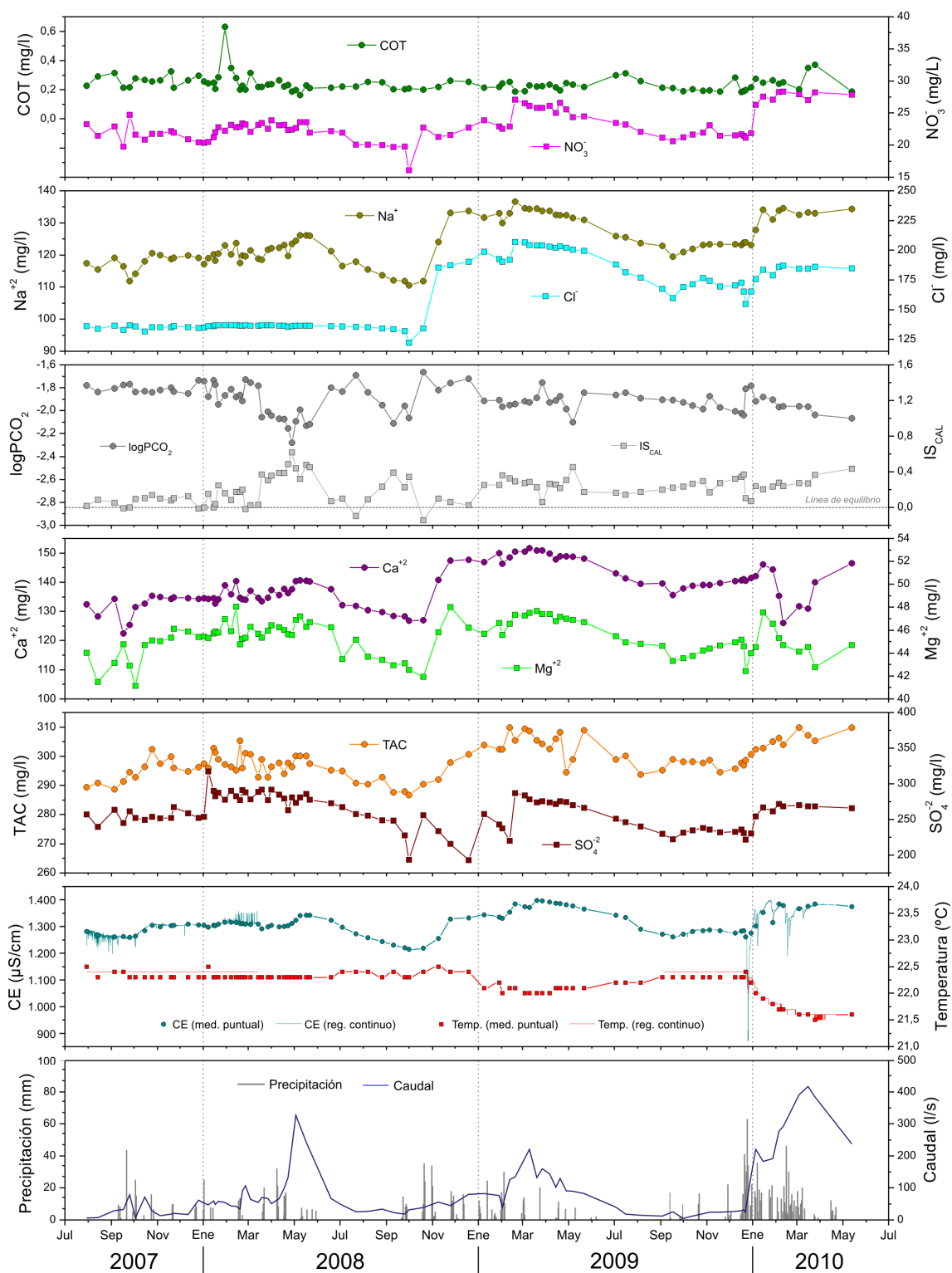


Figura 7.19. Evolución temporal de la composición química de las aguas del manantial de Torrox (M-27a) durante el período de investigación.

lo que se registraron variaciones ascendentes de 183 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Durante el último año hidrológico, 2009/10, las abundantes lluvias (929 mm) caídas en apenas tres meses -de enero a abril-, propiciaron un ascenso neto de 124 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Los descensos de conductividad eléctrica del agua, que sucedieron a los aumentos observados en los años 2007/08 y 2008/09, tuvieron una magnitud parecida: 122 y 137 $\mu\text{S}/\text{cm}$, respectivamente.

Los aumentos de conductividad eléctrica detectados en las aguas del manantial de Torrox (M-27a; Fig. 7.19) sugieren la mezcla, en diferentes proporciones, de las aguas subterráneas del acuífero (600 $\mu\text{S}/\text{cm}$ aproximadamente, representadas por las del sondeo de Campillos-3; Tab. 7.9) con las aguas superficiales del Río de la Venta, más mineralizadas (2.000-3.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$), cuya infiltración se ha constatado mediante aforos diferenciales (Fig. 7.14). En el registro horario de conductividad eléctrica (registro continuo, en la figura 7.19) de las aguas de la surgencia, particularmente durante el período de recarga de 2009/10, se observan bruscas diluciones -de magnitud variable- asociadas a las variaciones hidrodinámicas, con valores mínimos de CE de 872 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (diciembre de 2009).

La mineralización de las aguas de la surgencia está condicionada por las variaciones de TAC y de los contenidos de Ca^{+2} , Mg^{+2} , Na^{+} y Cl^{-} (Fig. 7.19). Estos componentes muestran una tendencia general ascendente a lo largo del período de control, como ocurre con el caudal de la surgencia y con los valores de conductividad eléctrica. En cada año hidrológico, todos los componentes químicos aumentan como consecuencia de la recarga del acuífero (Fig. 7.19) y disminuyen a medida que se produce el agotamiento del manantial de Torrox (M-27a). Este comportamiento es más evidente en el año hidrológico 2008/09. Las observaciones anteriores apuntan a un origen común de casi todos los parámetros hidroquímicos de la surgencia, asociado a las aguas del Río de la Venta, dada las elevadas concentraciones y la gran variabilidad de todos ellos. No obstante, la interpretación anterior también es compatible con una posible descarga subterránea procedente de la Sierra de Ortegícar y del Cerro de Matagayar, mediante flujos largos y profundos, enriquecidos en SO_4^{2-} , TAC, Ca^{+2} , Mg^{+2} , Na^{+} y Cl^{-} hacia las sierras de Teba y Peñarrubia.

Los contenidos en NO_3^{-} presentan una evolución análoga a la de la conductividad eléctrica del agua y a la de TAC, Ca^{+2} , Mg^{+2} , Na^{+} y Cl^{-} (Fig. 7.19), con valores bajos en el estiaje y más elevados durante el período de precipitaciones. En dicha evolución temporal, se observa que las concentraciones de NO_3^{-} son progresivamente crecientes a lo largo del período de investigación (23,9 mg/l en 2007/08, 27,1 mg/l en 2008/09 y 28,4 mg/l en 2009/10; Fig. 7.19), coincidiendo con el aumento de los caudales drenados por el manantial y de la escorrentía superficial. El enriquecimiento en NO_3^{-} de las aguas de la surgencia de Torrox se debe a la infiltración de agua de escorrentía del Río de la Venta.

Por lo que respecta a los valores de COT, las aguas del manantial de Torrox (M-27a) muestran contenidos bajos y poco variables, comprendidos entre 0,2 y 0,3 mg/l, con una tendencia ligeramente descendente durante el período de registro (Fig. 7.19). No obstante, se distinguen varios aumentos rápidos y puntuales de este parámetro (enero de 2008 y marzo de 2010), de hasta 0,63 mg/l, que parecen estar asociados a episodios de recarga. La disminución de materia orgánica en las aguas de la surgencia, con respecto a las del Río de la Venta, puede explicarse a partir de diferentes procesos biogeoquímicos que afectan a los contenidos de COT y NO_3^- (Sánchez-Monedero *et al.*, 2001; Toran y White, 2005; Emblanch *et al.*, 2006; Mudarra, 2012). Por un lado, las respuestas hidroquímicas generalmente desfasadas con respecto a la señal de entrada (lluvia) permitirían la mineralización del COT (se transforma en TAC), a lo largo del flujo del agua subterránea por el interior del acuífero (Batiot *et al.*, 2003a y b). Por otro lado, deben existir procesos de dilución por mezcla con aguas subterráneas de menor concentración en NO_3^- y de desnitrificación, posiblemente debido a las condiciones reductoras en el medio acuífero en profundidad (Panno *et al.*, 2001; Vesper *et al.*, 2001). Las menores concentraciones de NO_3^- en las aguas del sondeo de Campillos-3 (S-46) podrían explicarse por dilución, aún mayor con aguas procedentes de la infiltración en los afloramientos carbonáticos y/o por procesos de desnitrificación en el medio acuífero.

Las aguas drenadas por el manantial de Torrox (M-27a) se encuentran en equilibrio o ligeramente saturadas en calcita (Fig. 7.19), aunque muestran, desde el inicio hasta el final del período de control, una tendencia creciente a la saturación en este mineral. La presión parcial de CO_2 ($\log\text{PCO}_2$) en las aguas evoluciona de forma opuesta al índice de saturación en calcita (Fig. 7.19), presenta valores cada vez más negativos a lo largo del período de investigación. Esta tendencia es coherente con una mezcla progresiva con las aguas superficiales del Río de la Venta, equilibradas con la presión de CO_2 en la atmósfera ($\log\text{PCO}_2 = -3,5$). No obstante, en algunos casos (octubre de 2008 y diciembre de 2009) se observan aumentos de $\log\text{PCO}_2$, puntuales y de cierta magnitud, asociados a las primeras crecidas del año hidrológico.

Se ha realizado un análisis de componentes principales (ACP) con el propósito de conocer la relación existente entre las distintas variables hidroquímicas (15) y la composición química de las muestras de agua (88) recogidas en el manantial de Torrox durante el período 2007/08-2009/10 (Tab. 7.12 y Fig. 7.20).

Los coeficientes de correlación obtenidos (Tab. 7.12) revelan que los parámetros hidroquímicos Na^+ , TAC, NO_3^- , Cl^- , Ca^{+2} y Mg^{+2} contribuyen mayoritariamente a la mineralización del agua de la surgencia. La temperatura muestra una correlación significativa, aunque negativa, con la conductividad eléctrica. El resto de variables (IS_{CAL} ,

IS_{DOL}, COT y logPCO₂) presenta una relación estadística poco significativa con la conductividad eléctrica.

	CE	Temp	COT	TAC	F ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻²	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	logPCO ₂	IS _{CAL}	IS _{DOL}
CE	1														
Temp	-0,691	1													
COT	0,073	-0,098	1												
TAC	0,795	-0,709	-0,029	1											
F ⁻	-0,147	0,025	-0,173	-0,042	1										
Cl ⁻	0,678	-0,614	-0,111	0,656	-0,073	1									
NO ₃ ⁻	0,795	-0,815	0,040	0,720	0,097	0,632	1								
SO ₄ ⁻²	0,429	-0,164	0,099	0,239	0,024	-0,148	0,435	1							
Na ⁺	0,874	-0,704	-0,002	0,783	-0,169	0,869	0,768	0,110	1						
K ⁺	0,569	-0,631	0,224	0,555	-0,095	0,410	0,628	0,195	0,613	1					
Ca ⁺²	0,672	-0,321	-0,080	0,603	-0,182	0,782	0,460	0,014	0,808	0,305	1				
Mg ⁺²	0,670	-0,147	0,037	0,462	-0,359	0,369	0,360	0,418	0,608	0,258	0,665	1			
logPCO ₂	-0,158	0,247	0,170	-0,087	-0,072	-0,086	-0,152	-0,114	-0,203	-0,005	-0,140	-0,086	1		
IS _{CAL}	0,290	-0,326	-0,174	0,244	0,030	0,233	0,244	0,106	0,355	0,078	0,314	0,201	-0,980	1	
IS _{DOL}	0,280	-0,321	-0,167	0,226	0,024	0,196	0,234	0,128	0,332	0,074	0,264	0,200	-0,986	0,997	1

Tabla 7.12. Matriz de correlación del ACP efectuado con la información hidroquímica de las muestras de agua del manantial de Torrox (M-27a), principal punto de descarga de las sierras de Teba y Peñarrubia.

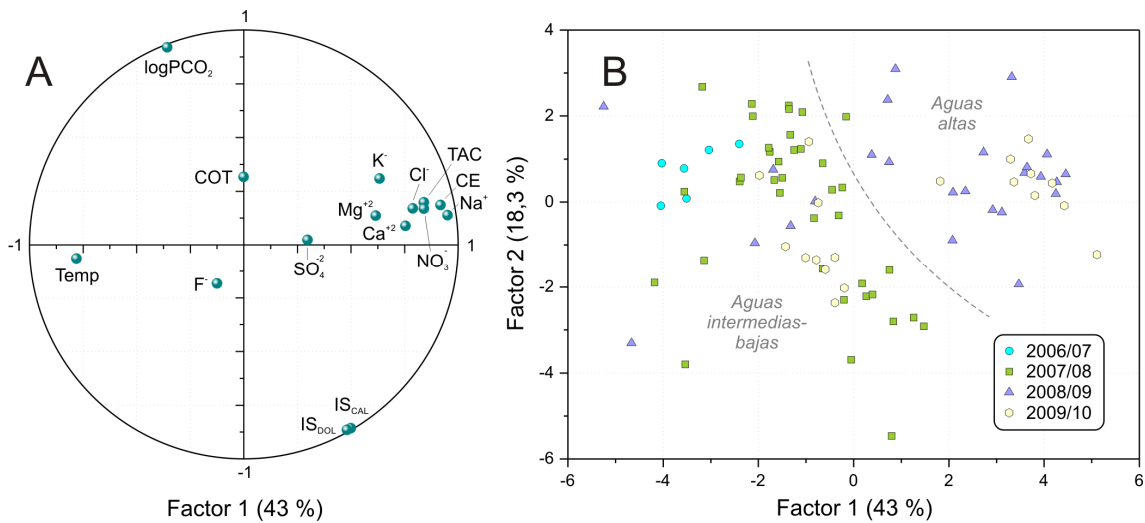


Figura 7.20. Representación de los planos factoriales (A: variables y B: unidades estadísticas) del análisis de componentes principales realizado con la información hidroquímica del manantial de Torrox (M-27a).

Los dos factores principales explican el 61,3 % de la varianza (Fig. 7.20A), lo que da cuenta de una cierta heterogeneidad hidroquímica de las aguas drenadas por el manantial de Torrox (M-27a). El factor 1 (43 % de la varianza), está definido por la mayoría de las variables: CE, Na⁺, TAC, NO₃⁻, Cl⁻, Ca⁺², K⁺ y Mg⁺², en la parte positiva, frente a la temperatura del agua, en la negativa. El factor 2 (18,3 %) está caracterizado por la oposición entre logPCO₂ y COT (parte positiva) y los índices de saturación mineral, IS_{CAL} e IS_{DOL} (parte negativa). Así, el factor 1 queda definido por la mineralización de las aguas, mientras que el

factor 2 caracteriza los procesos de disolución-precipitación de los minerales carbonáticos en las aguas. Por otro lado, las variables SO_4^{2-} y F^- están asociadas al factor 3 (9,9 %), que no se ha representado en la figura 7.20.

El espacio de las unidades estadísticas del ACP (Fig. 7.20B) permite diferenciar dos conjuntos de muestras: 1) aguas menos mineralizadas, de mayor temperatura y con concentraciones más elevadas de SO_4^{2-} , recogidas en condiciones hidrodinámicas de aguas bajas e intermedias durante los tres años hidrológicos estudiados; y 2) aguas más mineralizadas y frías, con las concentraciones más elevadas de casi todos los componentes hidroquímicos, muestreadas durante las crecidas de los años hidrológicos 2008/09 y 2009/10. Estas últimas son el resultado de la mezcla de aguas del Río de la Venta y aguas subterráneas del acuífero.

7.2.5.3 Curva de distribución de frecuencias (CDF) de la conductividad eléctrica del agua drenada por el manantial de Torrox (M-27a)

La curva de distribución de frecuencias correspondiente a los valores puntuales de conductividad eléctrica (CE) del agua del manantial de Torrox (M-27a) se muestra en la figura 7.21. El intervalo de clases utilizado es de 10 $\mu\text{S}/\text{cm}$, superior a la precisión del equipo de medida ($\pm 1 \mu\text{S}/\text{cm}$).

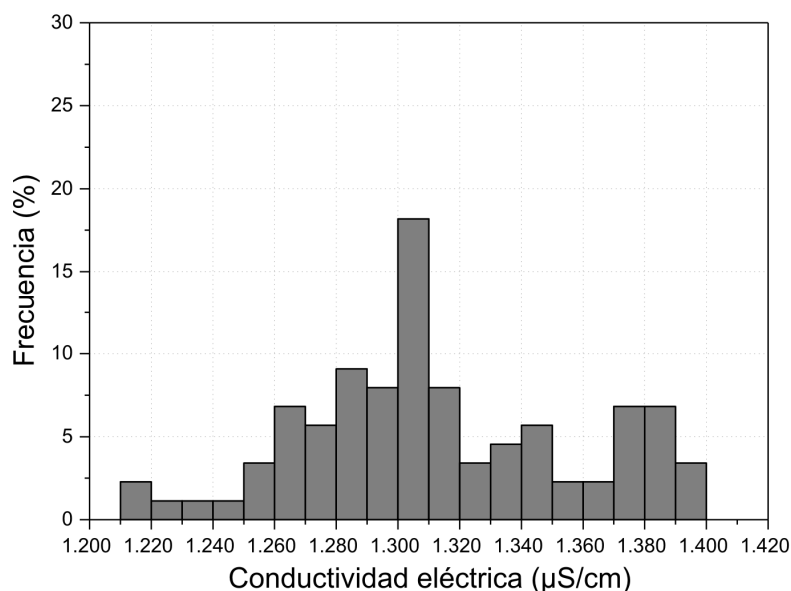


Figura 7.21. Curva de frecuencias de los valores de conductividad eléctrica medidos en las aguas del manantial de Torrox (M-27a) a lo largo del período de investigación.

La curva de frecuencias de los valores de CE muestra una serie de modas que se distribuyen en un rango de variación de 183 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Fig. 7.21). Entre ellas, destaca el intervalo de 1.300-1.310 $\mu\text{S}/\text{cm}$, con la máxima frecuencia (18 %), que caracteriza a las aguas drenadas por el manantial durante la mayor parte del tiempo, en condiciones de decrecida y agotamiento. Existe otra moda, definida por la clase de valores 1.370-1.390 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (7 %), que representa las aguas de mayor mineralización, drenadas durante los períodos de crecida, cuando hay escorrentía que fluye por el río.

Todas estas características, de acuerdo con la metodología de Bakalowicz (1977, 1979), serían indicativas de un moderado grado de karstificación del acuífero drenado por el manantial de Torrox (M-27a). No obstante, debe tenerse en cuenta que la surgencia está afectada por la mezcla con aguas superficiales del Río de la Venta, que contribuyen a la variabilidad hidroquímica de las aguas que drena la surgencia.

7.2.5.4 Registro vertical de conductividad eléctrica y temperatura en el sondeo de Campillos-3 (S-46)

Se ha llevado a cabo un registro de la conductividad eléctrica (CE) y temperatura del agua en la vertical del sondeo Campillos-3 (S-46) (Fig. 7.22). Las medidas se realizaron el día 28/01/2012, en una situación hidrodinámica de aguas altas. Cabe recordar que el sondeo podría estar influenciado por las extracciones de agua en alguno de los sondeos, Campillos-1 (S-44) o Campillos-2 (S-45), situados a escasos centenares de metros (Fig. 7.9).

Los valores medios de CE y temperatura del agua en la columna del sondeo son de 609 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 18,9 °C, respectivamente, mientras que los valores puntuales de ambos parámetros en el agua del manantial de Torrox (M-27a), el mismo día (28/01/2012), son de 1.385 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y de 21,7 °C. Estas observaciones ponen de manifiesto la gran heterogeneidad hidroquímica e hidrotérmica existente en el acuífero.

El registro obtenido a partir de los parámetros físico-químicos (Fig. 7.22) demuestra la homogeneización hidroquímica en casi toda la columna del sondeo, al menos hasta los 220 m (cota piezométrica 225 m s.n.m., 155 m por debajo de la cota de surgencia del manantial), profundidad a la que se observa un cambio considerable de la CE del agua, con un aumento de 140 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Algo parecido se observa en el registro de temperatura que, desde la superficie hasta la cota 225 m s.n.m. muestra un aumento progresivo. Los aumentos bruscos de conductividad eléctrica y temperatura por debajo de dicha cota pueden ser debidos a que el fondo del sondeo tenga una entubación ciega, que impide la renovación del volumen de agua a mayor profundidad. En cualquier caso, la temperatura, conductividad eléctrica y composición química (véase apartado 7.2.5) del agua de los sondeos de Campillos y de la

sierra de Peñarrubia son claramente diferentes a las del manantial de Torrox y sus *trop pleins*. Si a esto se añade el hecho de que la cota piezométrica en estos sondeos suele encontrarse 3-4 m por debajo de la del manantial (Fig. 7.15) y que éste no se agota, a pesar de las reducidas dimensiones del acuífero de las sierras de Teba y Peñarrubia, cabría pensar que la conexión hidráulica entre los sondeos y el manantial debe ser limitada.

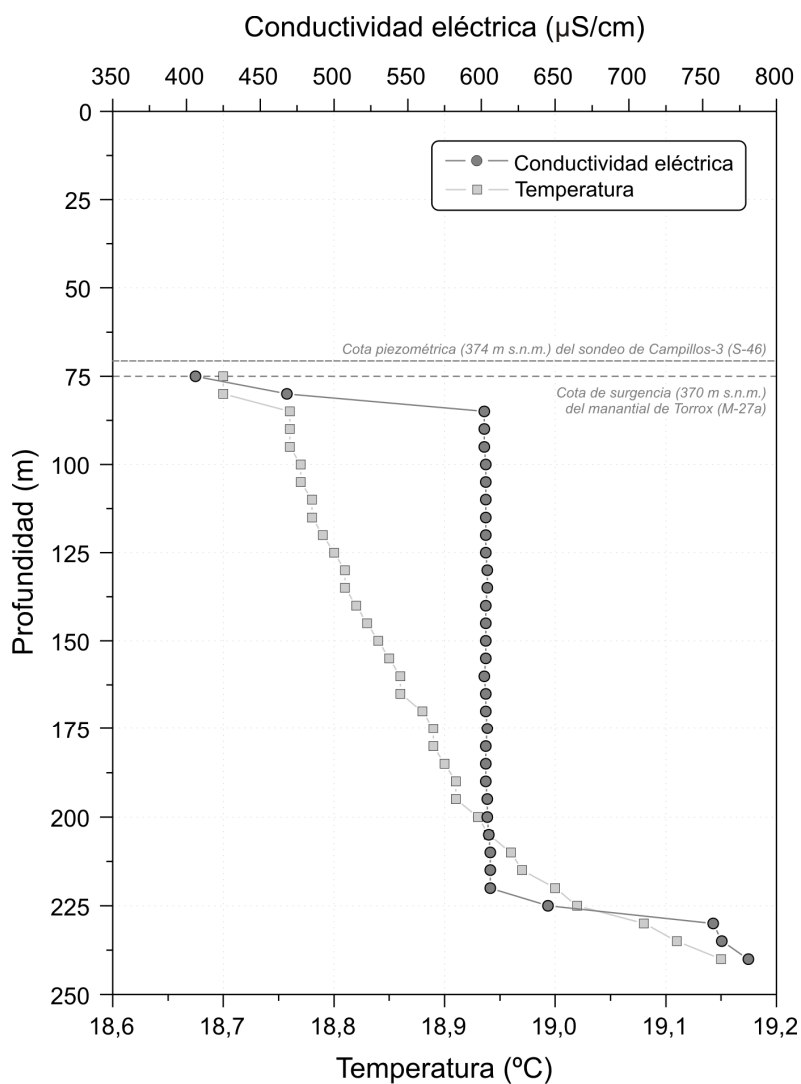


Figura 7.22. Variación de los valores de conductividad eléctrica y temperatura del agua en la columna del sondeo de Campillos-3 (S-46), en el registro realizado el día 05/02/2010.

7.2.6 Composición isotópica

Se han determinado los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ y el exceso en deuterio (d) de las aguas del manantial de Torrox (M-27a) y del sondeo de Campillos-3 (S-46) durante el período de investigación (Tab. 7.13). Por otro lado, durante las campañas de aforos diferenciales del Río de la Venta (febrero a agosto de 2013), se han analizado estos mismos isótopos en las aguas subterráneas de los manantiales de la zona de descarga del Tajo del Molino (Torrox, M-27a, M-27b y M-27c) y en las aguas superficiales del río en la sección V1 (véase situación de los puntos en la figura 7.9).

Los valores medios de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y exceso en deuterio (d) en las aguas drenadas por el manantial de Torrox, correspondientes al período de control (2007/08-2009/10), son de -6,25 ‰, -39,86 ‰ y 10,11 ‰, respectivamente (Tab. 7.13). La única muestra del sondeo de Campillos-3, recogida a 110 m de profundidad, presenta valores isotópicos de -6,43 ‰ ($\delta^{18}\text{O}$), -40,46 ‰ ($\delta^2\text{H}$) y 11,01 ‰ (d).

Punto de agua		Ref.	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)					$\delta^2\text{H}$ (‰)				d , exceso en deuterio (‰)			
			n	$mín$	$máx$	med	cv	$mín$	$máx$	med	cv	$mín$	$máx$	med	cv
Período de estudio	Torrox	M-27a	24	-6,52	-5,95	-6,25	3	-41,02	-38,67	-39,86	2	8,65	12,67	10,11	10
	S. Campillos-3	S-46	1	-	-	-6,43	-	-	-	-40,46	-	-	-	11,01	-
Año 2012/2013	Torrox	M-27a	11	-6,53	-6,08	-6,38	2	-40,29	-38,72	-39,80	1	9,92	12,48	11,21	8
	Tp1-Torrox	M-27b	2	-6,39	-6,33	-6,36	-	-39,77	-39,53	-39,65	-	11,15	11,37	11,26	-
	Tp2-Torrox	M-27c	2	-5,99	-5,74	-5,87	-	-36,14	-36,05	-36,10	-	9,88	11,76	10,82	-
	Río de la Venta	V-1	11	-5,86	-5,47	-5,67	2	-36,99	-35,48	-36,32	1	7,45	10,17	9,02	10

Tabla 7.13. Valores mínimo (*mín*), máximo (*máx*) y medio (*med*) y coeficiente de variación (*cv*, en %) de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y exceso en deuterio (d) de las aguas subterráneas (manantial y sondeo) en el sector de las sierras de Teba y Peñarrubia, durante el período de investigación y entre febrero y agosto de 2013.

Durante el año 2013, los valores medios de los dos isótopos ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$) y del exceso de deuterio (d) en las aguas del manantial de Torrox (M-27a) fueron, respectivamente, -6,38 ‰, -39,80 ‰ y 11,21 ‰ (Tab. 7.13), mientras que los valores obtenidos en las aguas del Río de la Venta (en la sección V1) resultaron ser de -5,67 ‰, -36,32 ‰ y 9,02 ‰, respectivamente. Las aguas subterráneas de los manantiales de Tp1-Torrox y de Tp2-Torrox muestran composiciones isotópicas intermedias entre las dos anteriores, más afines a las del manantial principal (Torrox, M-27a) en el primer caso y a las del Río de la Venta (en la sección V1), en el segundo.

Los datos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de las aguas subterráneas y superficiales registrados en sendos períodos de control se representan en la figura 7.23, junto con las líneas meteóricas

local (LML), elaborada a partir de la composición isotópica de (19) muestras de agua de lluvia recogidas en la Sierra de Peñarrubia (véase situación en la figura 3.4), y global (LMG), definida por Craig (1962).

Las muestras de agua del Río de la Venta (en la sección V1) y del manantial de Tp2-Torrox (M-27c), con valores isotópicos menos negativos, se distribuyen próximas a la LMG (Fig. 7.23), aunque con una recta de regresión de menor pendiente (m_1 , de 1,8), lo que sugiere fraccionamiento isotópico por evaporación. Pese al reducido número de muestras de agua del manantial de Tp2-Torrox, los datos isotópicos corroboran que procede directamente del agua superficial del Río de la Venta.

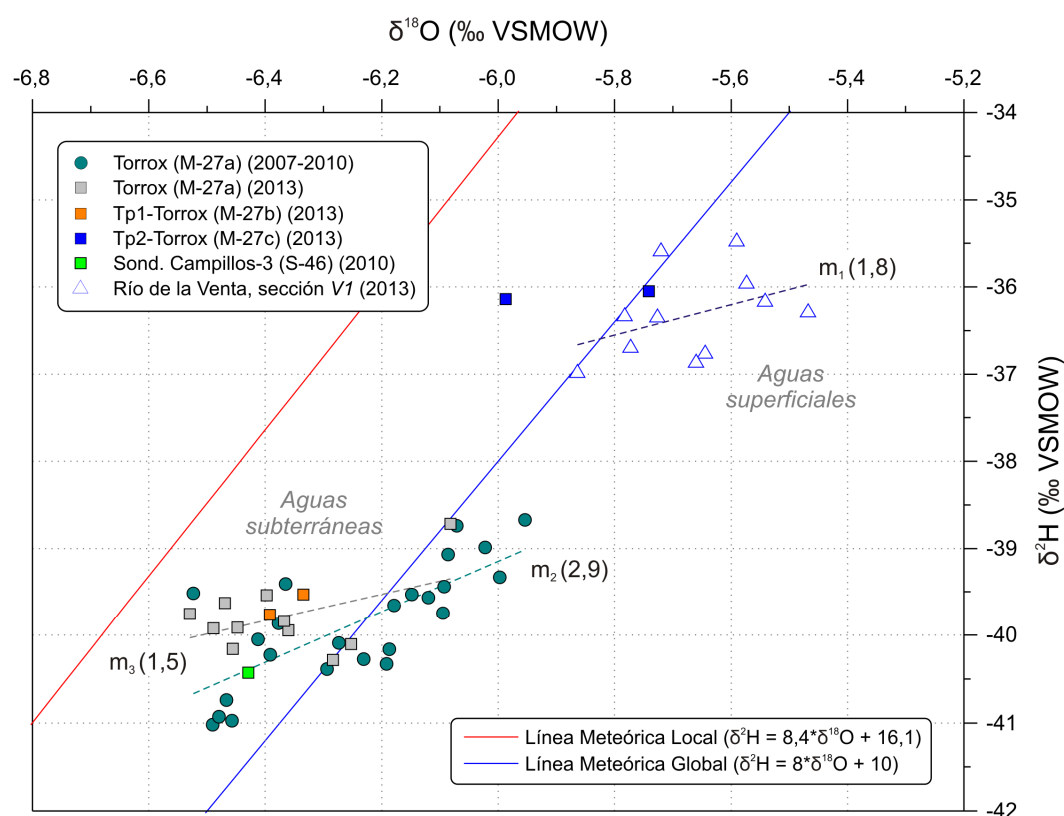


Figura 7.23. Representación de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de las aguas subterráneas en el sector de las sierras de Teba y Peñarrubia. m_1 , m_2 y m_3 corresponden a las pendientes de las rectas de ajuste de las muestras de agua del Río de la Venta y del manantial de Torrox (M-27a), respectivamente, de 2007 a 2010 y durante 2013.

El resto de muestras de agua subterránea parece dividirse en dos agrupaciones (Fig. 7.23). El primer grupo, situado entre la LML y la LMG, está representado por parte de las muestras del manantial de Torrox (M-27a), recogidas entre 2007 y 2010 y en 2013, por las de Tp1-Torrox (M-27b), así como por la muestra del sondeo de Campillos-3 (S-46). El segundo grupo está formado por las demás muestras de agua del manantial de Torrox (M-27a) que se distribuyen más cercanas de la LMG. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de estas últimas, generalmente menos negativos, y la localización menos alejada de las aguas superficiales en

la figura 7.23 podrían indicar que son el resultado de la mezcla de las aguas subterráneas del acuífero (representadas por las muestras del primer grupo) con las superficiales del Río de la Venta. De hecho, el ajuste mediante regresión lineal de las muestras de agua del manantial de Torrox (M-27a) con pendientes muy inferiores ($m_2 = 2,9$, para las muestras recogidas en el período de estudio y $m_3 = 1,5$ para aquellas tomadas en 2013) a la de la LMG ($m = 8$) y similares a la definida por las aguas superficiales, permiten reforzar dicha hipótesis. Esto podría indicar que el fraccionamiento isotópico en las aguas de la surgencia se debe a la mezcla previa con las del río, que han sufrido evaporación.

En la figura 7.24 se representa la evolución de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas de lluvia recogidas en la Sierra de Peñarrubia y la de las aguas subterráneas del manantial de Torrox (M-27a). A modo comparativo, se representa el valor de este isótopo medido en la única muestra de agua tomada en el sondeo de Campillos-3 (S-46).

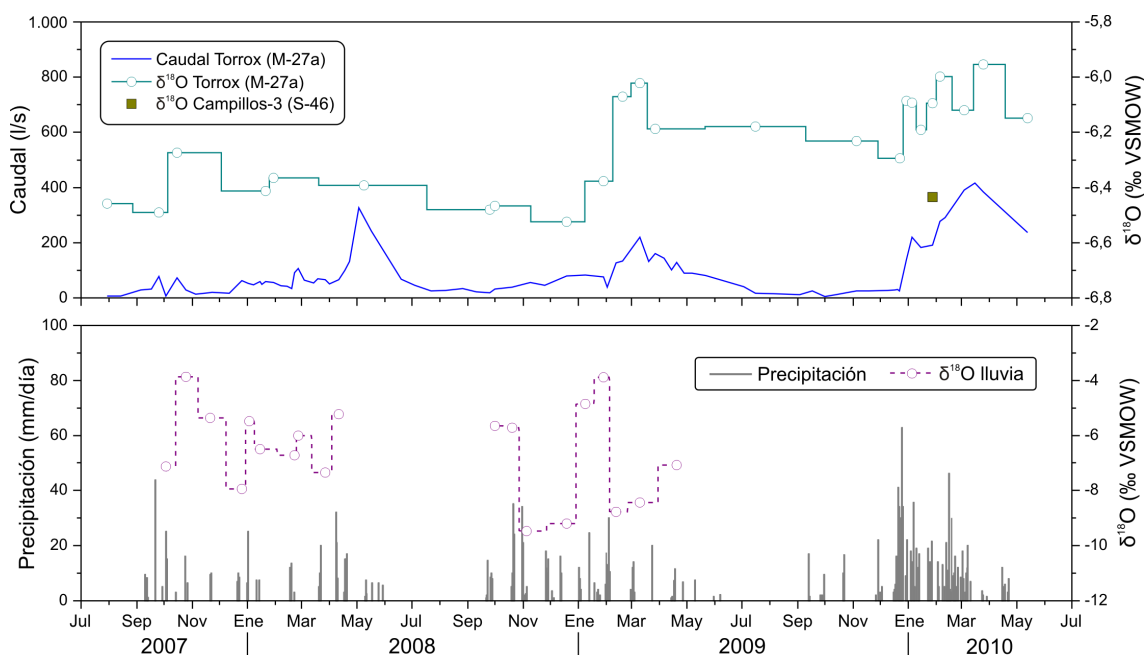


Figura 7.24. Variación temporal de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de la precipitación (Sierra de Peñarrubia), de las aguas subterráneas del manantial de Torrox (M-27a) y del sondeo de Campillos-3 (S-46) durante el período de investigación.

Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas del manantial de Torrox (M-27a) siguen una tendencia ascendente a lo largo del período de investigación (Fig. 7.24), hacia composiciones menos empobrecidas desde el punto de vista isotópico. Dicha evolución general, probablemente está condicionada por la mezcla de las aguas superficiales del Río de la Venta, más enriquecidas en $\delta^{18}\text{O}$, con las aguas subterráneas del acuífero, empobrecidas isotópicamente (compárense en la figura 7.24 los valores de $\delta^{18}\text{O}$ del agua del sondeo de Campillos-3, representativas del acuífero, y los del manantial de Torrox). Así, la componente

superficial que participa en el flujo de la surgencia parece ser cada vez mayor con respecto a la subterránea, debido al aumento del caudal de esorrentía a lo largo del período de control y, por lo tanto, a la mayor infiltración de agua del río hacia el acuífero, como se ha demostrado en las campañas de aforos diferenciales del Río de la Venta (Fig. 7.14).

No obstante, el manantial de Torrox (M-27a) responde con aumentos puntuales de $\delta^{18}\text{O}$ asociados a las principales crecidas de caudal, que reproducen, en cierta medida, las variaciones de este parámetro registradas en la aguas meteóricas (octubre de 2007 y diciembre de 2008 a marzo de 2009; Fig. 7.24). Las respuestas isotópicas registradas en las aguas del manantial, consecuencia de la recarga, muestran una escasa amplitud, inferior a 0,4 ‰ en el caso de $\delta^{18}\text{O}$, lo cual es coherente con un sistema de drenaje poco jerarquizado, probablemente con un bajo a moderado desarrollo de la karstificación.

7.3 SÍNTESIS HIDROGEOLÓGICA DE LA ZONA NORORIENTAL

Los afloramientos de calizas del Jurásico Medio y Superior que constituyen los macizos de **Ortegícar y Matagayar** ocupan una superficie total de 5,5 km². Dichos afloramientos carbonáticos están delimitados en casi todo su perímetro por materiales impermeables (margas y margocalizas cretácicas y arcillas y areniscas cretácico-terciarias del Flysch) mediante contactos estratigráficos y tectónicos. El conjunto jurásico presenta una geometría plegada en anticlinal con forma de “cofre”, de dirección N°60E, en la que el flanco meridional está fallado.

Parece que hay descarga del acuífero hacia el río, pero la mayoría de los resultados obtenidos, mediante los aforos diferenciales hechos con micromolinetes en el cauce, están dentro del margen de error del método de medida. Los datos de conductividad eléctrica del agua del río presentan variaciones demasiado sutiles, tampoco concluyentes sobre la posible existencia de descarga del acuífero hacia el río.

Los sondeos que existen en la Sierra de Ortegícar y en el Cerro de Matagayar no permiten obtener información representativa de la piezometría del acuífero ni de la composición química del agua subterránea.

Por tanto, no se han obtenido argumentos irrefutables de que la Sierra de Ortegícar y el Cerro de Matagayar se drenan hacia el cauce del Río Guadalteba situado inmediatamente al N.

Al NE, el acuífero carbonático constituido por las **sierras de Teba y Peñarrubia** ocupa una extensión aproximada de 7,2 km². Los materiales que lo forman son esencialmente calizas y dolomías jurásicas, aunque estas últimas no afloran y deben encontrarse entre las primeras y el sustrato triásico (arcillas con evaporitas). La geometría del acuífero corresponde a una estructura plegada en anticlinal, cuyo extremo oriental (Sierra de Peñarrubia, de dirección NO-SE) está rotado con respecto al occidental (Sierra de Teba, orientado según la dirección NE-SO).

El manantial de Torrox (M-27a), ubicado en el borde SO de la Sierra de Peñarrubia (área del Tajo del Molino), constituye el principal punto de descarga natural visible del acuífero. El análisis de los hidrogramas revela morfologías relativamente suaves y respuestas lentas y amortiguadas en el tiempo frente a las precipitaciones. Esta surgencia, permanente, muestra un caudal medio histórico (según los datos del IGME) de 78 l/s (2,46 hm³/año), aunque los recursos medios anuales estimados por infiltración del agua de lluvia ascienden a 1,77 hm³/año (56 l/s). Durante el período de investigación la recarga media por infiltración de las precipitaciones ha sido de 2,04 hm³/año (65 l/s), mientras que la descarga

ha sido de 3 hm³/año (95 l/s). Es decir, el manantial tiene un caudal de descarga superior al de la lluvia que se infiltra en los afloramientos permeables de las sierras de Teba y Peñarrubia. Los aforos diferenciales realizados en el Río de la Venta, aguas arriba y aguas abajo del Tajo del Molino, demuestran que el río es perdedor durante la mayor parte del tiempo (agua intermedias-bajas), aunque puede ser ganador en condiciones de elevada recarga del acuífero, cuando el manantial drena mayor caudal. En concreto, los aforos diferenciales realizados en el año 2012/2013 (de tipo húmedo y similar a 2009/10) demuestran que el caudal medio infiltrado fue de 62,5 l/s.

En la parte oriental de la Sierra de Peñarrubia, donde se hallan los sondeos de abastecimiento a la Finca de Tendedero y a la población de Campillos, se bombearon 0,63 hm³/año (equivalente a un caudal de 20 l/s) durante el período de registro, sin que aparentemente esto afectara al funcionamiento del manantial, aunque la cota piezométrica se encuentra 3-4 m por debajo de la cota de surgencia del manantial. Las variaciones piezométricas registradas en los sondeos existentes, relativamente lentas y de poca amplitud, denotan un bajo desarrollo de la karstificación en el entorno de las perforaciones, pero también podría ser consecuencia de los bombeos.

La temperatura media del agua del manantial de Torrox (22,2 °C), 4,8 °C superior que la ambiental, demuestra el carácter mesotermal de la surgencia y, por tanto, la existencia de flujos profundos ascendentes (emergen hacia el manantial principal y su *trop plein* -Tp1-Torrox-), que se producen a favor de la estructura geológica (estratos subverticales del flanco meridional del anticlinal). El registro hidrotérmico del manantial, escasamente variable en condiciones de estiaje o de baja recarga, muestra descensos graduales de la temperatura del agua durante períodos de abundantes lluvias, que pueden atribuirse al enfriamiento producido por la recarga procedente de la escorrentía del Río de la Venta. Los datos de temperatura del agua en el sondeo de Campillos-3 no muestran evidencias de termalismo.

El agua del manantial de Torrox (M-27a) presenta una conductividad eléctrica media relativamente elevada (1.312 µS/cm) y es de facies bicarbonatada-sulfatada- clorurada cálcico-sódica. La curva de frecuencias de la conductividad eléctrica del manantial presenta amplio rango de variación y morfología bimodal. La moda de mayores valores de conductividad eléctrica corresponde a los períodos de recarga, cuando predomina la mezcla con agua procedente del Río de la Venta, y la moda de menores valores caracteriza la decrecida y agotamiento del manantial. La conductividad eléctrica y la composición química del agua del sondeo de Campillos-3, de tipo bicarbonatada cálcica, son características de acuíferos carbonáticos con un substrato arcilloso-evaporítico triásico.

Los elevados contenidos de componentes químicos de origen evaporítico (SO_4^{2-} , Cl^- , Na^+ y Ca^{2+}) en las aguas del manantial de Torrox demuestran la disolución de yeso y halita diseminados en las arcillas del Trías superior. La variabilidad química de las aguas de la surgencia probablemente se debe más a la mezcla de agua de diferente composición química, procedente de la infiltración del agua del Río de la Venta (en el área del Tajo del Molino), que a la karstificación del acuífero drenado por el punto de descarga. Se observan aumentos progresivos de casi todos los componentes químicos durante los eventos de recarga, seguidos de disminuciones paulatinas. Las concentraciones relativamente altas de NO_3^- y de los componentes químicos mayoritarios, coincidiendo con los picos de caudal, reflejan la contaminación (de origen antrópico) de las aguas de la surgencia, a causa de la infiltración de las aguas superficiales del río. Los bajos contenidos de COT registrados en las aguas del manantial pueden explicarse por la mineralización de la materia orgánica en el interior del acuífero, debido a la existencia de flujos lentos y profundos, que contribuyen a la descarga del manantial y probablemente a las condiciones reductoras del medio en profundidad.

El enriquecimiento progresivo de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ del agua drenada por la surgencia de Torrox (M-27a) en el transcurso del período de investigación se produce por la mezcla, progresivamente creciente, de las aguas superficiales del Río de la Venta (valores isotópicos menos negativos) con las aguas subterráneas del acuífero, durante períodos de abundantes lluvias. Este hecho queda constatado por las evidencias de fraccionamiento isotópico por evaporación en las aguas del manantial, proceso característico de las aguas superficiales.

Por consiguiente, el hecho de que el agua del manantial de Torrox sea termal y presente una conductividad eléctrica relativamente elevada, del orden del doble de la de los sondeos situados en la parte oriental de la Sierra de Peñarrubia, y una composición química enriquecida en todos los componentes, requiere invocar un contexto hidrogeológico en el que se produzcan flujos profundos y de largo recorrido, con cierto tiempo de permanencia del agua en el acuífero, lo que explicaría mejor las respuestas amortiguadas (hidrodinámicas, hidrotérmicas e hidroquímicas). Este hecho es difícil justificarlo únicamente por el flujo que se produciría a escala de las sierras de Teba y Peñarrubia, porque los flujos serían de corto recorrido y tendrían que descender y ascender rápidamente. Por ello, en la situación actual de conocimiento, no se puede descartar que el manantial de Torrox tenga una componente de flujo procedente de la Sierra de Ortegícar y del Cerro de Matagayar.

8. BALANCE HIDROGEOLÓGICO

En este capítulo se estiman las entradas y las salidas de agua en los acuíferos de la Serranía oriental de Ronda diferenciados en la presente investigación con el fin de establecer el balance hidrogeológico en dichos sistemas. El balance se ha llevado a cabo para cada uno de los tres años hidrológicos que constituyen el período de investigación (2007/08, 2008/09 y 2009/10). Para el período de datos históricos, se ha llevado a cabo una estimación de los recursos hídricos renovables a partir de la información disponible. Cabe recordar que, de acuerdo con el apartado 3.3, el período de estudio no puede considerarse representativo de unas condiciones pluviométricas medias, sino más bien húmedas.

A continuación se describen los métodos utilizados para la estimación de las distintas componentes del balance y se exponen los principales resultados obtenidos.

8.1 ENTRADAS

Las entradas se han estimado a partir de la cantidad de lluvia que cae sobre los materiales acuíferos y de la que se evapotranspira. La diferencia entre ambas permite obtener la lluvia útil (*PU*) que, dependiendo de las características del terreno (permeabilidad, pendiente, etc.), puede dar lugar a infiltración o escorrentía superficial.

En las sierras del área de estudio, las principales entradas de agua proceden de la infiltración directa de las precipitaciones en los afloramientos carbonáticos y, en algunos puntos, de la infiltración procedente de las aguas superficiales. La escorrentía superficial que pudiera generarse sobre los afloramientos carbonáticos se ha considerado despreciable a efectos de balance hidrogeológico, habida cuenta de la elevada permeabilidad de las calizas y dolomías jurásicas que afloran en superficie, de la gran abundancia de formas exokársticas y de la escasa pendiente del terreno ($< 10\%$) en buena parte de las áreas de recarga de los acuíferos. En relación con la escorrentía superficial, cabe señalar que se desarrolla principalmente sobre las margas y margocalizas cretácicas y sobre las arcillas del Flysch.

Con objeto de precisar los volúmenes de agua que se infiltran, se han utilizado tres metodologías diferentes: balance hidrológico del suelo (Thorntwaite, 1948), método de Kessler (1967) y método APLIS (IGME-GHUMA, 2003; Andreo *et al.*, 2008; Marín, 2009). El balance de masas de Cl^- (Schoeller, 1962; Custodio y Llamas, 1983; Alcalá, 2005) se ha desestimado en esta investigación a causa de la detección de concentraciones de este ión en las aguas subterráneas, que son atribuibles a las evaporitas diseminadas en las arcillas triásicas del sustrato acuífero.

8.1.1 Precipitaciones

Se han considerado dos períodos para el análisis de las precipitaciones (*P*): uno histórico (1964/65-2009/10) y otro el de investigación (2007/08-2009/10). En ambos casos, el registro pluviométrico disponible para el cálculo de la precipitación media anual procede de las mismas estaciones pluviométricas utilizadas en los apartados 3.2 y 3.3 de esta Memoria. A diferencia del análisis pluviométrico realizado en el capítulo 3, las precipitaciones medias anuales se han estimado a partir de la planimetría de isoyetas (mediante el uso de Sistemas de Información Geográfica), método que resulta ser más apropiado en zonas montañosas porque tiene en cuenta la influencia de la altitud en la distribución de las precipitaciones. Los resultados obtenidos para ambos períodos se recogen en la tabla 8.1.

Zona	Acuífero	Área (km ²)	Período histórico (1964/65-2009/10)						Período de investigación							
			Seco (1998/99)		Medio		Húmedo (2009/10)		2007/08		2008/09		2009/10		P media	
			mm	hm ³ /a	mm	hm ³ /a	mm	hm ³ /a	mm	hm ³ /a	mm	hm ³ /a	mm	hm ³ /a	mm	hm ³ /a
Meridional	Sierra Hidalga	12,83	478	6,13	893	11,46	1.811	23,24	927	11,90	909	11,67	1.811	23,24	1.216	15,60
	Sierra Blanquilla	35,23	338	11,90	765	26,95	1.380	48,62	793	27,95	804	28,31	1.380	48,62	992	34,96
Norocc.	Sierras de Merinos, Colorado y Carrasco	43,21	327	14,11	733	31,67	1.194	51,59	614	26,54	770	33,26	1.194	51,59	859	37,12
Nororiental	Sierra de Ortegícar y Cerro de Matagayar	5,52	205	1,13	564	3,12	763	4,21	401	2,21	467	2,58	763	4,21	544	3,00
	Sierras de Teba y Peñarrubia	7,19	142	1,02	462	3,32	786	5,65	366	2,63	445	3,20	786	5,65	532	3,83
Total afloramientos carbonáticos		103,98	298	34,29	683	76,51	1.187	133,31	620	71,23	679	79,01	1.187	133,31	829	94,51

Tabla 8.1. Precipitaciones medias anuales obtenidas a partir de la planimetría de isoyetas en los principales acuíferos del área de estudio, para los años seco, medio y húmedo del período histórico (1964/65-2009/10) y para cada uno de los años hidrológicos del período de estudio (2007/08-2009/10).

La precipitación media del período histórico registrada sobre los afloramientos carbonáticos es de 76,51 hm³/año (Tab. 8.1). En los acuíferos diferenciados, el valor medio de precipitación es más elevado en las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco (31,67 hm³/año), en la zona noroccidental del área de estudio, y mínimo en los macizos de la Sierra de Ortegícar y del Cerro de Matagayar (3,12 hm³/año), en la zona nororiental.

Durante el período de estudio (2007/08-2009/10) la precipitación media sobre los aproximadamente 104 km² de superficie permeable es de 94,51 hm³/año, un 18 % más que

el valor medio estimado para el período histórico (Tab. 8.1). En las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco, es donde más precipitación se ha acumulado durante este período: 37,12 hm³/año. En los acuíferos de la zona nororiental, de menor extensión y situados a cotas topográficas más bajas, se ha estimado una lluvia media comprendida entre 3,00 hm³/año en la Sierra de Ortégicar y en el Cerro de Matagayar y 3,83 hm³/año en las sierras de Teba y Peñarrubia.

Los resultados obtenidos mediante planimetría de isoyetas (Tab. 8.1) reproducen las variaciones espaciales y temporales de las precipitaciones en la Serranía oriental de Ronda deducidas del estudio climatológico del capítulo 3 de esta Memoria.

8.1.2 Cálculo de la evapotranspiración real por el método de Thornthwaite (1948) a partir de los datos de las estaciones meteorológicas

Se ha estimado la evapotranspiración real (*ETR*) y la lluvia útil (*PU*) en las distintas estaciones meteorológicas con datos disponibles de precipitación y temperatura del aire, durante los períodos 1981/82-1997/98 y 2007/08-2009/10. La longitud del período histórico considerado, de 17 años hidrológicos, podría resultar insuficiente (poco representativa) de acuerdo con las recomendaciones de la Organización Meteorológica Mundial (OMM). Sin embargo, permite comparar el mayor número series de datos de precipitación (11) y de temperatura del aire (6), procedentes de estaciones relativamente bien distribuidas a lo largo del área de estudio. Las estaciones pluviométricas son (véase situación en la figura 3.4): Ronda-CSE, Parchite, Arriate, Cuevas del Becerro, Taramal, El Burgo, Ardales, Higuera, Embalse Conde de Guadalhorce, Almargen y Teba-pueblo. Por su parte, las estaciones termométricas son: Ronda-OP, Quejigales, El Burgo, Ardales, Embalse Conde de Guadalhorce y Teba-colegio. A pesar de la corta duración del período histórico, éste representa condiciones climatológicas muy variables, con 5 años secos (entre ellos el de 1994/95, que resultó ser el tercero menos lluvioso), 8 de tipo medio y 4 húmedos (el año 1989/90 fue el segundo con mayor precipitación).

En el caso del período de investigación se han considerado 14 estaciones pluviométricas (Ronda-CSE, Quejigales, Añoreta, Parchite, Arriate, Cuevas del Becerro, Las Pilas, Cañete la Real, Ardales, Higuera, Embalse Conde de Guadalhorce, Embalse Guadalhorce-Guadalteba, Almargen y Teba-pueblo) y 5 termométricas (Ronda-OP, Añoreta, Embalse Guadalhorce-Guadalteba, Embalse del Guadalteba y Teba-colegio).

Los cálculos se han efectuado a partir de datos de precipitación y temperatura del aire, mensuales para el período histórico y diarios para el período de estudio, mediante el

código TRASERO v.2.1.0 (Padilla *et al.*, 2011). En primer lugar, se ha evaluado la evapotranspiración potencial (*ETP*) para cada una de las 6 estaciones termométricas. El segundo paso ha consistido en la obtención de las series de datos de *ETR* en las estaciones pluviométricas, a las que previamente se les ha asignado la estación termométrica más cercana y/o de altitud similar. Para ello, se han considerado capacidades de campo de 25 y 50 mm, dada la escasa extensión y potencia de la cubierta edáfica sobre los macizos carbonáticos del área de estudio. Por último, se ha calculado la lluvia útil (*PU*) en cada una de las estaciones pluviométricas, restando los valores de *ETR* de los de precipitación (*P*).

Los valores medios de *ETR* (Tab. 8.2) estimados para el período histórico (1981/82-1998/99) según el método de Thornthwaite varían entre 285 mm (cc = 25 mm) y 311 mm (cc = 50 mm). El balance hídrico mensual efectuado proporciona valores medios anuales de lluvia útil ($PU = P - ETR$) comprendidos entre 350 mm (cc = 25 mm) y 324 mm (cc = 50 mm).

Zona	Acuífero	Pluviometría		Temperatura		Evapotranspiración real (<i>ETR</i>)				Lluvia útil (<i>PU</i>)			
		Estación pluviométr.	P med (mm)	Estación termométr.	T med (°C)	cc = 25 mm		cc = 50 mm		cc = 25 mm		cc = 50 mm	
						ETR (mm)	% P	ETR (mm)	% P	PU (mm)	% P	PU (mm)	% P
Meridional	Sierra Hidalga	Ronda-CSE	625	Ronda-OP	15,3	284	45,4	312	49,9	341	54,6	313	50,1
		Taramal	1.064	Quejigales	10,7	280	26,3	307	28,9	784	73,7	757	71,1
	Sierra Blanquilla	El Burgo	588	El Burgo	15,1	280	47,6	305	51,9	308	52,4	283	48,1
		Ronda-CSE	625	Ronda-OP	15,3	284	45,4	312	49,9	341	54,6	313	50,1
		Taramal	1.064	Quejigales	10,7	280	26,3	307	28,9	784	73,7	757	71,1
Noroccid.	Sierras de Merinos, Colorado y Carrasco	Parchite	640	Ronda-OP	15,3	293	45,8	320	50,0	347	54,2	320	50,0
		Ronda-CSE	625	Ronda-OP	15,3	284	45,4	312	49,9	341	54,6	313	50,1
		Cuevas del Becerro	788	Ronda-OP	15,3	313	39,7	341	43,3	475	60,3	447	56,7
Nororiental	Sierra de Ortegícar y Cerro de Matagayar	Ardales	524	Emb. Conde Guadalhorce	16,9	286	54,6	311	59,4	238	45,4	213	40,6
		La Higuera	589	El Burgo	15,1	278	47,2	303	51,4	311	52,8	286	48,6
		Cuevas del Becerro	788	Ronda-OP	15,3	313	39,7	341	43,3	475	60,3	447	56,7
	Sierras de Teba y Peñarrubia	Teba-pueblo	450	Teba-colegio	16	257	57,1	281	62,4	193	42,9	169	37,6
		Emb. Conde Guadalhorce	522	Emb. Conde Guadalhorce	16,9	292	55,9	318	60,9	230	44,1	204	39,1
		Almargen	562	Teba-colegio	16	286	50,9	313	55,7	276	49,1	249	44,3
	Media total (valores en negrita):					285	47,1	311	51,4	350	52,9	324	48,6

Tabla 8.2. Evapotranspiración real (*ETR*) y lluvia útil (*PU*) obtenidas mediante balance hídrico mensual del suelo (Thornthwaite, 1948) en varias estaciones del área de estudio para el período 1981/82-1998/99.

Los resultados obtenidos para el período de investigación (Tab. 8.3), a partir del mismo método, revelan valores medios anuales de *ETR* más bajos, entre 238 mm (cc = 25 mm) y 276 mm (cc = 50 mm). En lo referente a la lluvia útil, los valores medios anuales resultantes se encuentran en el rango 548-586 mm (cc = 50 y 25 mm). Este rango de valores de lluvia útil, equivalente a la infiltración eficaz media procedente de la precipitación, es

relativamente elevado. El alto porcentaje de recarga calculado (64,4-69,4 %) puede ser atribuible a la elevada pluviometría registrada en el último año hidrológico (2009/10) y a la distribución más concentrada de las lluvias durante los años 2008/09 y 2009/10 del período de investigación, lo que minimizaría los efectos de la evaporación del agua disponible en el suelo.

Zona	Acuífero	Pluviometría		Temperatura		Evapotranspiración real (ETR)				Lluvia útil (PU)			
		Estación pluviométrica	P med (mm)	Estación termométrica	T med (°C)	cc = 25 mm		cc = 50 mm		cc = 25 mm		cc = 50 mm	
						ETR (mm)	% P	ETR (mm)	% P	PU (mm)	% P	PU (mm)	% P
Meridional	Sierra Hidalga	Añoreta	991	Añoreta	13,5	251	25,3	284	28,7	740	74,7	707	71,3
		Quejigales	1.506	Añoreta	13,5	262	17,4	304	20,2	1.244	82,6	1.202	79,8
	Sierra Blanquilla	Ronda-CSE	783	Ronda-CSE	14,6	239	30,5	280	35,8	544	69,5	503	64,2
		Añoreta	991	Añoreta	13,5	251	25,3	284	28,7	740	74,7	707	71,3
		Quejigales	1.506	Añoreta	13,5	262	17,4	304	20,2	1.244	82,6	1.202	79,8
Noroccidental	Sierras de Merinos, Colorado y Carrasco	Ronda-CSE	783	Ronda-CSE	14,6	239	30,5	280	35,8	544	69,5	503	64,2
		Parchite	815	Ronda-CSE	14,6	251	30,8	289	35,5	564	69,2	526	64,5
		Las Pilas	820	Añoreta	13,5	237	28,9	268	32,7	583	71,1	552	67,3
		Cuevas del Becerro	888	Ronda-CSE	14,6	244	27,5	274	30,9	644	72,5	614	69,1
Nororiental	Sierra de Ortegicar y Cerro de Matagayar	Cañete la Real	676	Teba-colegio	18,8	220	32,5	264	39,1	456	67,5	412	60,9
		La Higuera	741	Emb. Guadalhorce-Guadalteba	16,9	230	31,0	264	35,6	511	69,0	477	64,4
		Cuevas del Becerro	888	Ronda-CSE	14,6	244	27,5	274	30,9	644	72,5	614	69,1
	Sierra de Teba-Peñarrubia	Emb. Guadalhorce-Guadalteba	502	Emb. Guadalhorce-Guadalteba	16,9	215	42,8	249	49,6	287	57,2	253	50,4
		Teba-pueblo	608	Teba-colegio	18,8	216	35,5	255	41,9	392	64,5	353	58,1
		Almargen	740	Teba-colegio	18,8	254	34,3	309	41,8	486	65,7	431	58,2
Media total (valores en negrita):						238	30,6	276	35,6	586	69,4	548	64,4

Tabla 8.3. Evapotranspiración real (ETR) y lluvia útil (PU) obtenidas mediante balance hídrico diario del suelo (Thornthwaite, 1948) en varias estaciones del área de estudio para el período 2007/08-2009/10.

8.1.3 Estimación de la lluvia útil por el método de Thornthwaite (1948) en los acuíferos del área de estudio

A partir de los valores medios anuales de precipitación (P), obtenidos mediante planimetría de isoyetas (Tab. 8.1), y de la evapotranspiración real (ETR), calculada por el balance diario de Thornthwaite para el período de estudio (Tab. 8.3), se ha cuantificado el valor medio anual de la lluvia útil (PU) o infiltración eficaz procedente de la precipitación en los diferentes acuíferos, durante el período de investigación (Tab. 8.4). La PU media ($\text{hm}^3/\text{año}$) se ha calculado a partir de la diferencia entre los dos primeros componentes del balance antes citados ($P-ETR$), multiplicando el resultado por la superficie de roca permeable. El valor de PU obtenido en cada acuífero, además, se ha expresado como % de la precipitación media registrada durante cada año hidrológico. Al considerar únicamente las

áreas ocupadas por materiales carbonáticos, la escorrentía superficial que potencialmente pudiera generarse en ellos, se consideran despreciables a efectos de balance hidrogeológico.

En la zona meridional, los valores medios de lluvia útil (Tab. 8.4) están comprendidos entre 11,83 hm³/año (cc = 50 mm) y 12,30 hm³/año (cc = 25 mm) en Sierra Hidalga y entre 24,77 hm³/año (cc = 50 mm) y 26,11 hm³/año (cc = 25 mm) en Sierra Blanquilla.

Zona	Acuífero	Área (km ²)	P media		Evapotranspiración real (ETR)						Lluvia útil (PU)					
					cc = 25 mm			cc = 50 mm			cc = 25 mm			cc = 50 mm		
			mm	hm ³ /a	mm	hm ³ /a	% P	mm	hm ³ /a	% P	mm	hm ³ /a	% P	mm	hm ³ /a	% P
Meridional	Sierra Hidalga	12,83	1.216	15,60	257	3,30	21,1	294	3,77	24,2	959	12,30	78,9	922	11,83	75,8
	Sierra Blanquilla	35,23	992	34,95	251	8,84	25,3	289	10,18	29,1	741	26,11	74,7	703	24,77	70,9
Norocc.	Sierras de Merinos, Colorado y Carrasco	43,21	859	37,14	243	10,50	28,3	278	12,01	32,3	616	26,64	71,7	581	25,12	67,7
Nororiental	Sierra de Ortegícar y Cerro de Matagayar	5,52	544	3,00	231	1,28	42,5	267	1,47	49,1	313	1,73	57,5	277	1,53	50,9
	Sierras de Teba y Peñarrubia	7,19	532	3,83	228	1,64	42,8	271	1,95	50,9	304	2,19	57,2	261	1,88	49,1
Total afloramientos carbonáticos		103,98	732	94,52	242	25,55	32,0	280	29,39	37,1	587	68,97	68,0	549	65,13	62,9

Tabla 8.4. Valores medios anuales de evapotranspiración real (ETR) y lluvia útil (PU) calculados mediante balance hídrico diario del suelo (Thornthwaite, 1948) en los acuíferos del área de estudio (período 2007/08-2009/10).

La PU en las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco (Tab. 8.4) es de 25,12 hm³/año (cc = 50 mm) y 26,64 hm³/año (cc = 25 mm).

En la zona nororiental, los valores medios de lluvia útil (Tab. 8.4) se encuentran entre 1,53 hm³/año y 1,73 hm³/año, en los macizos de Ortegícar y Matagayar, para capacidades de campo de 50 y 25 mm, respectivamente. En las sierras de Teba y Peñarrubia, los valores medios de esta componente están comprendidos entre 1,88 hm³/año y 2,19 hm³/año para capacidades de campo de 50 y 25 mm, respectivamente.

8.1.4 Cálculo de la infiltración eficaz por el método de Kessler (1967)

Este método empírico permite calcular la tasa de recarga en acuíferos carbonáticos a partir de series de datos pluviométricos. Fue inicialmente propuesto por Kessler (1967) para el estudio de una región kárstica de Hungría, aunque puede aplicarse a zonas de clima templado en las que se registran dos máximos pluviométricos anuales, generalmente de enero a abril y de septiembre a diciembre (López Vera y Saiz, 1975).

En la tabla 8.5 se recogen las tasas medias de infiltración obtenidas, según dicho método, en las estaciones pluviométricas de Ronda-CSE, Taramal, El Burgo, Parchite, Cuevas del Becerro, Teba-pueblo y Embalse Conde de Guadalhorce, para el período 1964/65-2009/10.

El método de Kessler permite obtener una tasa media de recarga del 54,8 % de la precipitación (Tab. 8.5). El valor medio de la infiltración es de 359 mm (37,33 hm³/año) en los casi 104 km² de afloramientos carbonáticos.

Zona	Acuífero	Pluviometría		Tasa de infiltración	
		Estación pluviométrica	P med (mm)	% P med	mm
Meridional	Sierra Hidalga	Ronda-CSE	615	54,7	336
		Taramal	1.014	55,9	567
	Sierra Blanquilla	El Burgo	592	53,6	317
		Ronda-CSE	615	54,7	336
		Taramal	1.014	55,9	567
Sept. (O)	Sierras de Merinos, Colorado y Carrasco	Parchite	632	56	354
		Ronda-CSE	615	54,7	336
		Cuevas del Becerro	763	56,8	433
Septentrional (E)	Sierra de Ortégicar y Cerro de Matagayar	Teba-pueblo	474	55	261
		El Burgo	592	53,6	317
		Cuevas del Becerro	763	56,8	433
	Sierras de Teba y Peñarrubia	Teba-pueblo	474	55	261
		Emb. Conde de Guadalhorce	479	51,7	248
Media total (valores en negrita)			653	54,8	359

Tabla 8.5. Tasa media de infiltración eficaz calculada a partir del método de Kessler (1967) en varias estaciones pluviométricas del área de estudio para el período 1964/65-2009/10.

Si se aplica el mismo procedimiento a los años tipo del período 1964/65-2009/10 (Tab. 8.6), para el conjunto de los macizos carbonáticos, se obtiene un valor medio de infiltración eficaz de 42,24 hm³/año, mínimo de 18,94 hm³/año en el año seco (1998/99) y máximo de 73,56 hm³/año en el húmedo (2009/10).

Durante el período de investigación, la infiltración eficaz media sobre los afloramientos carbonáticos asciende a 52,16 hm³/año (Tab. 8.7). El reparto de la recarga media por sistemas acuíferos es el siguiente: 8,62 hm³/año en Sierra Hidalga, 19,12 hm³/año en Sierra Blanquilla, 20,72 hm³/año en las sierras de los Merinos, Colorado y de Carrasco, 1,65 hm³/año en el acuífero constituido por la Sierra de Ortegícar y en el Cerro de Matagayar y 2,04 hm³/año en las sierras de Teba y Peñarrubia.

Zona	Acuífero	Área (km ²)	Tasa media infiltr. (%)	Año seco (1998/99)				Año húmedo (2009/10)				Año medio			
				P media (isoyetas)		Infiltración eficaz		P media (isoyetas)		Infiltración eficaz		P media (isoyetas)		Infiltración eficaz	
				mm	hm ³ /a	mm	hm ³ /a	mm	hm ³ /a	mm	hm ³ /a	mm	hm ³ /a	mm	hm ³ /a
Meridional	Sierra Hidalga	12,83	55,3	478	6,13	264	3,39	1.811	23,24	1.001	12,84	893	11,46	494	6,34
	Sierra Blanquilla	35,23	54,7	338	11,90	185	6,51	1.380	48,62	755	26,59	765	26,95	418	14,74
Norocc.	Sierras de Merinos, Colorado y Carrasco	43,21	55,8	327	14,11	182	7,87	1.194	51,59	666	28,79	733	31,67	409	17,67
Nororiental	Sierra de Ortegícar y Cerro de Matagayar	5,52	55,1	205	1,13	113	0,62	763	4,21	421	2,32	564	3,12	311	1,72
	Sierras de Teba y Peñarrubia	7,19	53,4	142	1,02	76	0,54	786	5,65	420	3,02	462	3,32	246	1,77
Total afloramientos carbonáticos		103,98	54,9	298	34,29	164	18,94	1.187	133,31	653	73,56	683	76,51	376	42,24

Tabla 8.6. Valores de infiltración eficaz obtenidos con el método de Kessler en los acuíferos del área de estudio durante los años tipo (seco, húmedo y medio) del período 1964/65-2009/10.

Zona	Acuífero	Área (km ²)	Tasa media infiltr. (%)	2007/08				2008/09				2009/10				Media			
				P media (isoyetas)		Infiltración eficaz		P media (isoyetas)		Infiltración eficaz		P media (isoyetas)		Infiltración eficaz		P media (isoyetas)		Infiltración eficaz	
				mm	hm ³ /a	mm	hm ³ /a	mm	hm ³ /a	mm	hm ³ /a	mm	hm ³ /a	mm	hm ³ /a	mm	hm ³ /a	mm	hm ³ /a
Meridional	Sierra Hidalga	12,83	55,3	927	11,90	513	6,58	909	11,67	503	6,45	1.811	23,20	1.001	12,85	1.216	15,60	672	8,62
	Sierra Blanquilla	35,23	54,7	793	27,95	434	15,29	804	28,31	440	15,48	1.380	48,62	755	26,59	992	34,96	543	19,12
Norocc.	Sierras de Merinos, Colorado y Carrasco	43,21	55,8	614	26,54	343	14,81	770	33,26	430	18,56	1.194	51,59	666	28,79	859,3	37,13	480	20,72
Nororiental	Sierra de Ortegícar y Cerro de Matagayar	5,52	55,1	401	2,21	221	1,22	467	2,58	257	1,42	763	4,21	421	2,32	543,8	3,00	300	1,65
	Sierras de Teba y Peñarrubia	7,19	53,4	366	2,63	195	1,40	445	3,20	238	1,71	786	5,65	420	3,02	532,2	3,83	284	2,04
Total afloramientos carbonáticos		103,98	54,9	620	71,23	341	39,30	679	79,01	373	43,63	1.187	133,27	565	73,57	732	94,52	456	52,16

Tabla 8.7. Valores de infiltración eficaz calculados con el método de Kessler, a partir de los datos de precipitación estimados por planimetría de isoyetas, para cada uno de los años hidrológicos del período de investigación (2007/08-2009/10).

8.1.5 Determinación y zonación espacial de la recarga a partir del método APLIS

8.1.5.1 Consideraciones metodológicas

APLIS es un método que permite estimar la tasa de recarga y su distribución espacial en acuíferos carbonáticos, mediante la utilización de Sistemas de Información Geográfica (SIG). Esta metodología se desarrolló durante los años 2001 y 2002 en el marco del proyecto de investigación “*Estudios metodológicos para la estimación de la recarga en diferentes tipos de acuíferos carbonáticos: aplicación a la Cordillera Bética*”, en el que participaron investigadores del IGME y del Grupo de Hidrogeología de la Universidad de Málaga (GHUMA). El objetivo fue plantear un método sencillo que permitiera estimar la tasa de recarga (expresada como porcentaje de la precipitación) en acuíferos carbonáticos, mediante la combinación de diferentes variables (topográficas, litológicas, geomorfológicas y edafológicas). A diferencia de otros métodos de estimación de la recarga, APLIS permite establecer un reparto zonal de la tasa de infiltración eficaz sobre la superficie de los acuíferos (Andreo *et al.*, 2004b y 2008; Marín, 2009).

La tasa de recarga es una variable de carácter cuantitativo, aunque algunos de los parámetros de los que depende son de naturaleza cualitativa (litología, tipo de suelo, zonas de infiltración, etc.). Por este motivo, las variables consideradas (**A**ltitud, **P**endiente, **L**itología, **I**nfiltración y **S**uelo, cuyas iniciales constituyen el acrónimo que da nombre al método), deben reclasificarse según el sistema de puntuación establecido por Andreo *et al.* (2004 y 2008) y modificado por Marín (2009), que se recoge en la tabla 8.8.

Dado que la versión original del método APLIS presenta algunas limitaciones, Marín (2009) propuso una serie de mejoras encaminadas a homogeneizar el número de clases de la variable **P**endiente, optimizar el parámetro **I**nfiltración preferencial y considerar los afloramientos de materiales de baja permeabilidad sobre las rocas carbonáticas. Para esta última modificación Marín (2009) introdujo un coeficiente corrector de la recarga (F_h , en Tab 8.8), que tiene en cuenta las características hidrogeológicas de los materiales que afloran.

La expresión matemática que permite estimar la tasa de recarga es la siguiente:

$$R = [(A + P + 3 \cdot L + 2 \cdot I + S) / 0,9] \cdot F_h$$

donde **A**, **P**, **L**, **I** y **S** son las variables altitud, pendiente, litología, formas de infiltración y suelo, respectivamente, puntuadas según la tabla 8.8, y F_h es el factor de corrección de la recarga (**R**), que se expresa como porcentaje de la precipitación. La clasificación final de la tasa de recarga se agrupa en cinco categorías, tal como se indica en la tabla 8.9.

Altitud (A)	Puntuación	Pendiente (P)	Puntuación	Litología (L)	Puntuación
≤ 300 m s.n.m.	1	≤ 3 %	10	Calizas y dolomías karstificadas	10-9
300-600	2	3-5	9	Mármoles fracturados algo karstificados	8-7
600-900	3	5-10	8	Calizas y dolomías fisuradas	6-5
900-1.200	4	10-15	7	Arenas, gravas y coluviones	4
1.200-1.500	5	15-20	6	Brechas y conglomerados	3
1.500-1.800	6	20-30	5	Rocas plutónicas y metamórficas	2
1.800-2.100	7	30-45	4	Esquistos, pizarras, limos, arcillas	1
2.100-2.400	8	46-65	3		
2.400-2.700	9	65-100	2		
> 2.700		> 100	1		

Suelo (S)	Puntuación
Litosoles	10
Arenosoles álbicos y xerosoles cálcicos	9
Regosoles calcáreos y fluvisoles	8
Regosoles eútricos, dístricos y solonchaks	7
Cambisoles cálcicos	6
Cambisoles eútricos	5
Histosoles eútricos, luvisoles órticos y cálcicos	4
Luvisoles crómicos	3
Planosoles	2
Vertisoles crómicos	1

Infiltración-absorción preferencial (I)	Puntuación
Alto desarrollo de las formas de infiltración preferencial	10
Desarrollo moderado de las formas de infiltración preferencial	5
Escaso desarrollo o ausencia de las formas de infiltración preferencial	1

Características hidrogeológicas de los materiales que afloran (F _h)	Puntuación
Características acuíferas	1
Otros	0,1

Tabla 8.8. Puntuaciones de las variables consideradas en el método APLIS (IGME-GHUMA, 2003; Andreo et al., 2008), modificado por Marín (2009).

Tasa de recarga (R)	Puntuación
≤ 20 % (P)	Muy baja
20-40	Baja
40-60	Moderada
60-80	Alta
> 80	Muy alta

Tabla 8.9. Categorías de porcentaje de recarga según el método APLIS (IGME-GHUMA, 2003; Andreo et al., 2008).

8.1.5.2 Aplicación del método APLIS modificado

Para el análisis espacial de los datos se han considerado exclusivamente los afloramientos de calizas y dolomías jurásicas, con objeto de comparar las tasas de recarga obtenidas mediante este método con las calculadas a partir de fórmulas empíricas. Así, se han desestimado las superficies ocupadas por materiales impermeables (margas y margocalizas cretácicas y arcillas terciarias del Flysch) que se encuentran sobre las rocas carbonáticas.

Las tasas de recarga obtenidas en los acuíferos de la Serranía oriental de Ronda a partir del método APLIS modificado (Marín, 2009) están comprendidas entre el 40 y el 82 % (Fig. 8.1). Estos porcentajes de infiltración se agrupan en las categorías moderada (40-60 %) y alta (60-80 %), según la tabla 8.9, aunque en la figura 8.1 se han desglosado en

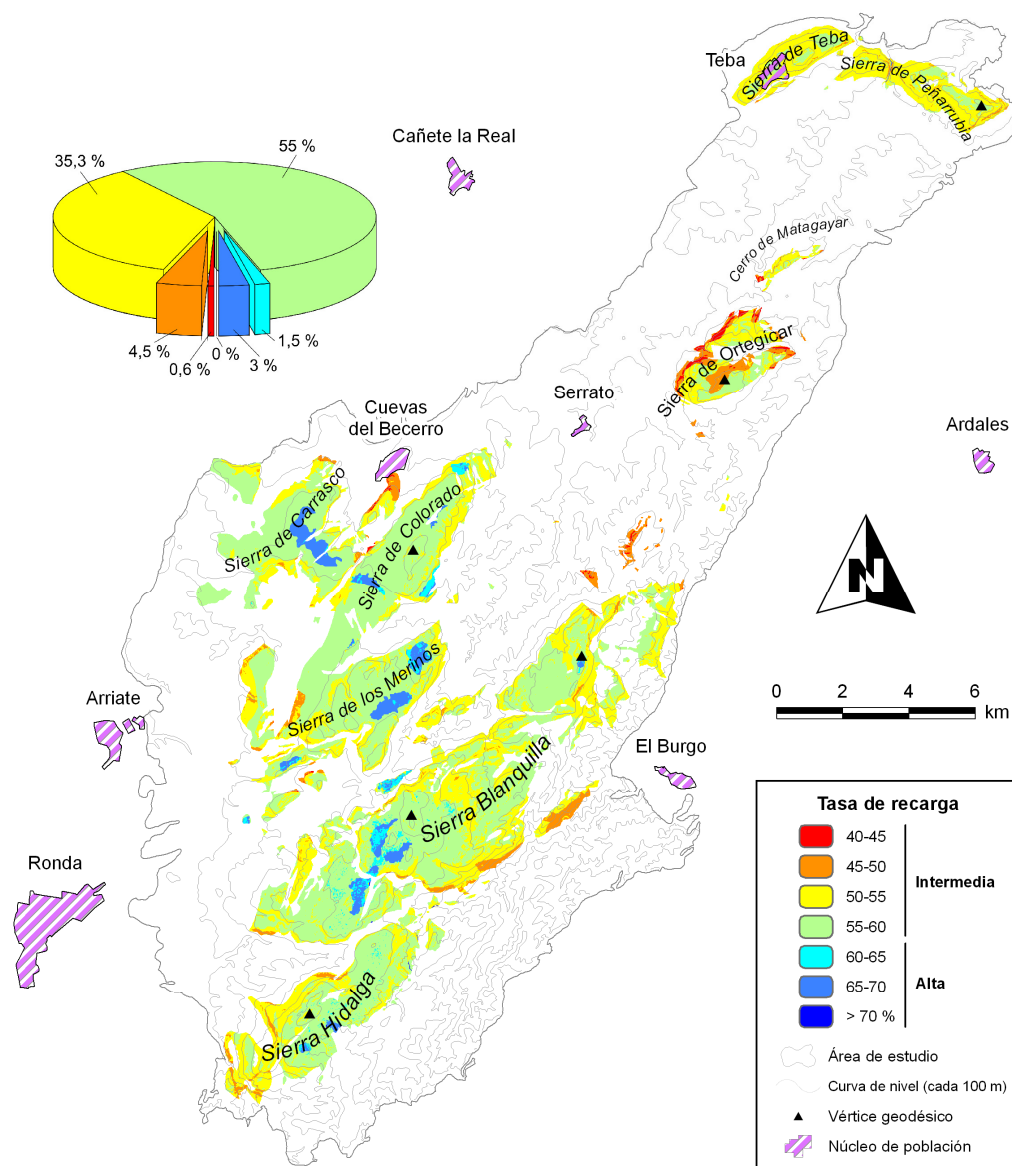


Figura 8.1 Distribución de la tasa de recarga obtenida mediante la aplicación del método APLIS en los acuíferos carbonáticos de la Serranía oriental de Ronda.

intervalos más reducidos, de 5 %, para visualizar claramente las variaciones espaciales de este parámetro.

El 95,4 % de la superficie total permeable presenta una recarga moderada (Fig. 8.1). Es decir, en 99,2 km² de afloramientos carbonáticos (de casi 104 km²) la tasa de recarga varía entre el 40 y el 60 %. Dentro de esta última, la subclase correspondiente a la tasa del 55-60 % predomina sobre la subclase del 50-55 % de recarga. Los afloramientos carbonáticos en los que se han determinado una tasa de infiltración intermedia (40-60 %) se caracterizan por ocupar superficies poco pendientes y por presentar un desarrollo moderado de la karstificación, así como una cobertura edáfica poco potente y relativamente permeable (regosoles y cambisoles).

Por otro lado, el 4,5 % (4,8 km²) del área ocupada por calizas y dolomías jurásicas presenta una tasa de recarga alta, superior al 60 % (Fig. 8.1). Se trata de superficies situadas a gran altitud (por tanto, con mayor pluviometría) e intensamente karstificadas, en las que los materiales carbonáticos constituyen zonas preferentes de infiltración. Corresponden fundamentalmente a campos de lapiaz, dolinas y zonas donde coexisten dolinas y uvalas (sierras de Carrasco y de los Merinos y parte occidental de Sierra Blanquilla, en la Fig. 8.1).

El valor medio de la infiltración eficaz en el conjunto de afloramientos permeables es del 54,7 % (Tabs. 8.10 y 8.11). En el área de estudio, este porcentaje es ligeramente mayor en la denominada zona meridional (55,7 %) y noroccidental (56,7 %) que en la zona nororiental (52,7 %), hecho que está condicionado por la mayor altitud y desarrollo de las formas de infiltración en la primera. Por acuíferos, la tasa media de recarga es del 55,6 % en Sierra Hidalga, 55,8 % en Sierra Blanquilla, 56,7 % en las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco, 51,9 % en la Sierra de Ortégicar y el Cerro de Matagayar y del 53,4 % en las sierras de Teba y Peñarrubia (Tabs. 8.10 y 8.11).

Zona	Acuífero	Área (km ²)	Tasa media infiltr. (%)	Año seco (1998/99)				Año húmedo (2009/10)				Año medio			
				P media (isoyetas)		Recarga		P media (isoyetas)		Recarga		P media (isoyetas)		Recarga	
				mm	hm ³ /a	mm	hm ³ /a	mm	hm ³ /a	mm	hm ³ /a	mm	hm ³ /a	mm	hm ³ /a
Meridional	Sierra Hidalga	12,83	55,6	478	6,13	266	3,41	1.811	23,24	1.007	12,92	893	11,46	497	6,37
	Sierra Blanquilla	35,23	55,8	338	11,91	189	6,64	1.380	48,62	770	27,13	765	26,95	427	15,04
Noroccid.	Sierras de Merinos, Colorado y Carrasco	43,21	56,7	327	14,13	185	8,01	1.194	51,59	677	29,25	733	31,67	416	17,96
Nororiental	Sierra de Ortégicar y Cerro de Matagayar	5,52	51,9	205	1,13	106	0,59	763	4,21	396	2,19	564	3,11	293	1,62
	Sierras de Teba y Peñarrubia	7,19	53,4	142	1,02	76	0,55	786	5,65	420	3,02	462	3,32	247	1,77
Total afloramientos carbonáticos		103,98	54,7	298	34,32	164	19,20	1.187	133,31	654	74,51	683	76,52	376	42,76

Tabla 8.10. Tasas de recarga y recursos medios anuales de los acuíferos del área de estudio para los años seco, húmedo y medio del período histórico (1964/65-2009/10) obtenidos por el método APLIS modificado.

Zona	Acuífero	Área (km ²)	Tasa media infiltr. (%)	2007/08				2008/09				2009/10				Media			
				P media (isoyetas)		Recarga		P media (isoyetas)		Recarga		P media (isoyetas)		Recarga		P media (isoyetas)		Recarga	
				mm	hm ³ /a	mm	hm ³ /a	mm	hm ³ /a	mm	hm ³ /a	mm	hm ³ /a	mm	hm ³ /a	mm	hm ³ /a	mm	hm ³ /a
Meridional	Sierra Hidalga	12,83	55,6	927	11,89	515	6,61	909	11,66	505	6,48	1.811	23,24	1.007	12,92	1.216	15,60	676	8,67
	Sierra Blanquilla	35,23	55,8	793	27,94	442	15,59	804	28,32	449	15,81	1.380	48,62	770	27,13	992	34,96	554	19,51
Norocc.	Sierras de Merinos, Colorado y Carrasco	43,21	56,7	614	26,53	348	15,04	770	33,27	437	18,87	1.194	51,59	677	29,25	859	37,12	487	21,05
Nororiental	Sierra de Ortegícar y Cerro de Matagayar	5,52	51,9	401	2,21	208	1,15	467	2,58	242	1,34	763	4,21	396	2,19	544	3,00	282	1,56
	Sierras de Teba y Peñarrubia	7,19	53,4	366	2,63	195	1,41	445	3,20	238	1,71	786	5,65	420	3,02	532	3,83	284	2,04
Total afloramientos carbonáticos		103,98	54,7	620	71,21	342	39,80	679	79,04	374	44,20	1.187	133,31	654	74,51	829	94,51	457	52,83

Tabla 8.11. Tasas de recarga y recursos medios anuales de los acuíferos del área de estudio para el período de investigación (2007/08-2009/10) obtenidos por el método APLIS modificado.

Se ha calculado el volumen medio anual infiltrado por unidad de superficie permeable (recarga específica, expresada en m³/m²), a partir de la multiplicación de las tasas de recarga obtenidas con el método APLIS modificado por los valores de precipitación determinados mediante planimetría de isoyetas y por la superficie de infiltración correspondiente.

En la figura 8.2 se representa la distribución espacial de los valores de recarga específica de los afloramientos carbonáticos del área de estudio, en los años húmedo (2009/10), seco (1998/99) y medio del período histórico (1964/65-2009/10), así como en cada uno de los años que constituyen el período de investigación (2007/08, 2008/09 y 2009/10).

La recarga en el área de estudio resulta ser de 42,76 hm³/año (Tab. 8.10) para un año tipo medio del período histórico (1964/65-2009/10), 19,20 hm³/año para uno seco y 74,51 para un año de tipo húmedo.

Los recursos medios durante el período de investigación ascienden a 52,83 hm³/año (Tab. 8.11). Esta cifra es superior a la obtenida en el año medio del período histórico, debido a la mayor pluviometría del período de investigación, particularmente en el último año hidrológico (2009/10), el más húmedo de todo el registro. Los mayores recursos medios se han estimado en los acuíferos de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco (21,05 hm³/año), seguido del de Sierra Blanquilla (19,51 hm³/año), Sierra Hidalga (8,67 hm³/año), sierras de Teba y Peñarrubia (2,04 hm³/año) y, finalmente, la Sierra de Ortégicar y el Cerro de Matagayar (1,56 hm³/año).

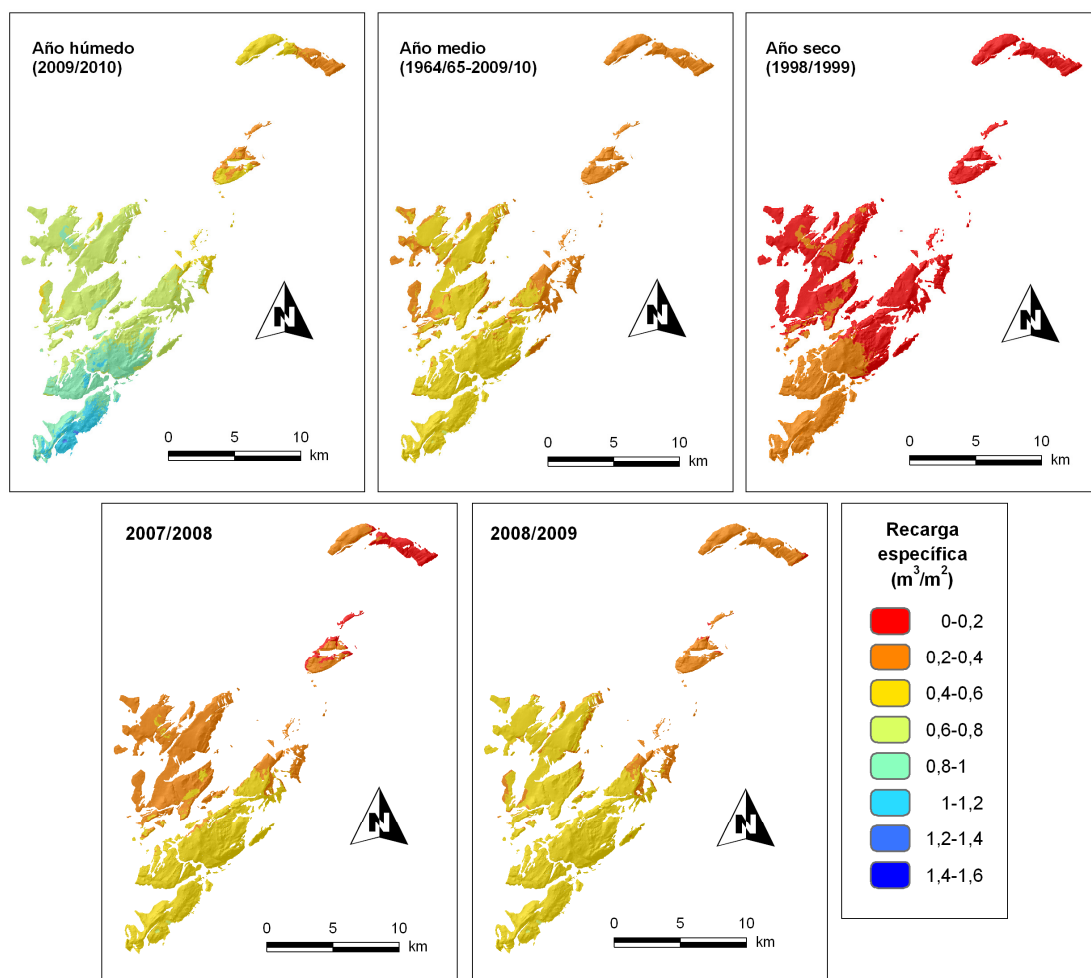


Figura 8.2. Distribución espacial de los valores de recarga específica, expresados en m^3/m^2 , en los diferentes acuíferos del área de estudio, en los años tipo del período histórico (1964/65-2009/10) y en cada uno de los años hidrológicos del período de investigación (obsérvese que el de 2009/10 coincide con el más húmedo).

8.2 SALIDAS

Se han evaluado las descargas de agua subterránea (S) controladas durante el período de investigación y a partir de los datos históricos disponibles en los acuíferos carbonáticos de la Serranía oriental de Ronda (Tab. 8.12), cuyo funcionamiento hidrodinámico se produce predominantemente en régimen natural. En lo que respecta a la estimación del caudal de descarga del año hidrológico 2009/10, conviene precisar que las series de datos de caudal, que terminaron en el mes de mayo (salvo la del manantial de Cañamero, M-26), se han completado a partir de la aplicación de los coeficientes de agotamiento medios calculados en años anteriores. Los caudales de descarga se han calculado a partir de la integración de los hidrogramas.

Zona	Acuífero	Régimen	Punto controlado	Ref. Tesis	2007/08	2008/09	2009/10	Media anual período de investigación	Datos históricos
					hm³/año (l/s)	hm³/año (l/s)	hm³/año (l/s)	hm³/año (l/s)	hm³/año (l/s)
Meridional	Sierra Hidalga	Natural	Abusín	M-1	0,31 (9,9)	Nc	Nc	0,31 (9,9)	Nc
			Camarero	M-2	0,08 (2,5)	Nc	Nc	0,08 (2,5)	Nc
			Buenavista	M-6	Nc	Nc	Nc	-	Nc
	Sierra Blanquilla	Natural	Hidalga	M-3	Nc	Nc	Nc	-	0,47 (15)
			Zona de descarga hacia el Río Turón	ADT	6,60 (209)	15,01 (476)	25,26 (801)	15,62 (495)	4,48 (142) ^a
			Subtotal				6,99 (221)	15,01 (476)	25,26 (801)
Noroccidental	Sierras de Merinos-Colorado-Carrasco	Natural	Aº del Cerezo	P-9	-	0,03 (1)	0,15 (4,9)	0,06 (2)	Nc
			Bco. de Palomeras	M-20	0,27 (8,4)	1,45 (46)	3,5 (111)	1,74 (55)	1,79 (57)
			Cañamero ^b	M-26	4,04 (128)	13,61 (432)	17,75 (563)	11,79 (374)	10,47-12,58 (332-399)
			Prado Medina	M-22	-	-	4,26 (135) ^c	1,42 (45)	Nc
			Carrizal ^d	M-24	0,51 (16)	2,46 (78)	5,14 (163)	2,70 (86)	1,33-1,83 (42-58)
			Ventilla ^e	M-16	0,18 (5,8)	0,92 (29)	2,47 (78)	1,19 (38)	1,07 (34)
Subtotal				5,00 (158)	18,47 (586)	33,27 (1.055)	18,90 (688)	15,97 (506)	
Nororiental	Sierra de Ortegicar y cerro de Matagayar	Natural	Zona de descarga hacia el Río Guadalteba	ADG ^f	0,66 (21)	Nc	1,92 (61)	1,29 (41)	Nc
	Sierra de Teba-Peñarrubia	Natural	Torroxo	M-27a	2,18 (69)	2,30 (73)	4,51 (143)	3,00 (95)	1,32-2,46 (42-78)
			Bombeos		0,63 (20)	0,63 (20)	0,63 (20)	0,63 (20)	0,5 (16)
			Subtotal				3,47 (110)	2,93 (93)	7,06 (224)
TOTAL ÁREA DE ESTUDIO					15,46 (489)	36,41 (1.155)	69,6 (2.207)	39,83 (1.351)	23,31 (739)

Tabla 8.12. Descarga media anual de los acuíferos diferenciados en la Serranía oriental de Ronda durante el período de investigación y a partir de los datos históricos disponibles. **Abreviaturas:** Nc, no controlado; ADT, área de descarga hacia el Río Turón; ADG, área de descarga hacia el Río Guadalteba. **Superíndices:** (^a) Caudal medio de los manantiales de El Burgo (M-15) y Hierbabuena (M-14) sin las aportaciones de los trop pleins Tp1- y Tp2-Hierbabuena (M-11 y M-9); (^b) Caudal medio de la surgencia más el que se deriva para la población de Serrato (abastecimiento urbano y regadío), estimado en 20 l/s; (^c) Caudal medio equivalente drenado por el manantial trop plein Prado Medina (M-22) en el año hidrológico 2009/10; (^{d, e}) Los valores medios de descarga incluyen la captación de un caudal de 7 y 3 l/s para abastecimiento a las poblaciones de Cuevas del Becerro y Arriate, respectivamente; (^f) Valor aproximado resultante de las campañas de aforos del año hidrológico 2012/2013, similar en cuanto a pluviometría acumulada al de 2009/10.

En la zona meridional del área de estudio, durante el período de investigación, la descarga media es de 16,01 hm³/año (Tab. 8.12). La mayor parte de las salidas estimadas (15,62 hm³/año) corresponde al drenaje del acuífero de Sierra Blanquilla hacia su borde S, a través de los manantiales del Valle del Río Turón: El Burgo (M-15), Hierbabuena (M-14), Tp1-Hierbabuena (M-11) y Tp2-Hierbabuena (M-9). El caudal medio conjunto de las surgencias (495 l/s) se ha estimado conjuntamente a partir de los aforos diferenciales realizados en el Río Turón, aguas arriba y abajo de los cuatro puntos de descarga principales. Existen otros manantiales cuya descarga es reducida y, en algún caso, prácticamente despreciable a efectos de balance hidrogeológico: Hidalga (M-3), que representa la descarga del extremo más occidental de la sierra, y Chaparrillal y Rabadán

(M-18 y M-19), que drenan parte del Cerro de Juan Pérez, en el extremo oriental de Sierra Blanquilla. Por otro parte, el agua que se infiltra en los afloramientos calizo-dolomíticos más occidentales de Sierra Blanquilla debe dirigirse subterráneamente hacia al acuífero detrítico mioceno de la Depresión de Ronda, como se ha inferido de los resultados del ensayo multitrazador efectuado en este sector (Barberá *et al.*, 2012).

En lo que se refiere a Sierra Hidalga, la mayor parte de la investigación se ha centrado en caracterizar la zona de descarga hacia el Río Turón, de la que no se tenía constancia antes de esta Tesis Doctoral, en concreto del manantial de Buenavista (M-6), y de las relaciones hidráulicas entre éste y el río en el sector de los Riscos del Lirio. El control de la descarga hacia el Río Turón requiere un proyecto específico que contemple la construcción de alguna estación de aforos, máxime teniendo en cuenta su funcionamiento marcadamente kárstico, la ausencia de secciones de aforo y las grandes dificultades de acceso, sobre todo en situaciones de crecida. El manantial es activo fundamentalmente en situación de aguas altas, cuando el Río Turón (Arroyo de Buenavista) está en crecida y es más arriesgado hacer las medidas en el barranco. Dicha surgencia pasa de caudales del orden de varios m³/s a estar prácticamente seco en cortos períodos de tiempo. Durante la presente investigación se ha medido el caudal en la sección *T1* del Río Turón (Fig. 5.22), situada 1,5 km aguas abajo del manantial de Buenavista, que reúne las aportaciones subterráneas del manantial de Buenavista y superficiales de los arroyos de Buenavista y de la Higuera. El caudal medio obtenido en esta sección *T1* es de 238 l/s (Tab. 5.21), equivalente a 7,51 hm³/año.

En la vertiente SO de Sierra Hidalga, los manantiales de Abusín y Camarero (M-1 y M-2), drenan en torno a 0,4 hm³/año (Tab. 8.12). Esta cifra es ínfima si se compara con los recursos que presumiblemente drena el de Buenavista (M-6) hacia el Río Turón.

En la denominada zona noroccidental (sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco), el caudal medio de descarga durante el período de estudio es de 18,90 hm³/año (Tab. 8.12). La descarga media por manantiales se desglosa como sigue (Tab. 8.12): Cañamero (M-26), 11,79 hm³/año; Carrizal (M-24), 2,70 hm³/año; Barranco de Palomeras (M-20), 1,74 hm³/año y Ventilla (M-16), 1,19 hm³/año; además de la surgencia *trop plein* Prado Medina (M-22), con un caudal medio equivalente de 1,42 hm³/año durante el período de investigación, dado que sólo estuvo activa durante cuatro meses (diciembre de 2009 a marzo de 2010). La descarga de agua subterránea se completa con la transferencia de recursos hídricos (cuya cuantificación es difícil de evaluar) desde el borde SO de los macizos carbonáticos jurásicos hacia el acuífero detrítico mioceno de la Depresión de Ronda.

Las salidas del acuífero constituido por la Sierra de Ortegícar y el Cerro de Matagayar, cifradas en 1,29 hm³/año (Tab. 8.12), se han evaluado a partir de los aforos diferenciales efectuados en el Río Guadalteba (años hidrogeológicos 2007/08 y 2012/2013), hacia el que parece drenar el agua infiltrada sobre ambos macizos carbonáticos. La estimación de la descarga media durante el año hidrológico 2009/10 (1,92 hm³/año) se ha realizado por analogía con el de 2012/13 (con similar registro pluviométrico), durante el que se realizaron la mayoría de aforos. Sin embargo, los caudales de descarga obtenidos mediante aforos diferenciales están dentro del margen de error del método de medida (micromolinete). Por tanto, la posible descarga hacia el Río Guadalteba es un aspecto que requerirá investigaciones en el futuro.

Por lo que respecta a las sierras de Teba y de Peñarrubia se ha calculado un caudal medio de descarga de 3,63 hm³/año (Tab. 8.12), de los cuales 3 hm³/año corresponden al drenaje del manantial de Torrox (M-27a) y 0,63 hm³/año a las extracciones de agua subterránea realizadas en los sondeos de la finca de Tendedero (S-47, S-48 y S-49) y de abastecimiento a la población de Campillos (S-44 y S-45). Dichos sondeos bombean un caudal equivalente aproximado de 0,38 hm³/año (finca de Tendedero) y 0,25 hm³/año (abastecimiento a Campillos).

En total, la descarga de los principales macizos jurásicos de la Serranía oriental de Ronda durante el transcurso del período de investigación ha sido 39,83 hm³/año (Tab. 8.12). Este valor es considerablemente mayor que el estimado a partir de los datos históricos de caudal (23,31 hm³/año), debido a que el período de estudio (2007/08-2009/10) ha sido más húmedo desde el punto de vista climático. Además, la diferencia está condicionada por la periodicidad de medida de los datos históricos (aproximadamente cada 4-6 meses), que impide controlar con precisión los caudales de manantiales kársticos, entre otros los drenados por las surgencias *trop plein* (Prado Medina, M-22; Tp1-Hierbabuena, M-11; Tp2-Hierbabuena, M-9; etc).

En la tabla 8.13 se resumen los caudales aforados (salidas) y los recursos estimados (entradas) mediante los procedimientos descritos previamente en este capítulo. Se observa que los recursos medidos son mayores que los estimados. El método de Thornthwaite permite obtener valores menos congruentes con las salidas. En cambio, los resultados proporcionados por los métodos APLIS y de Kessler son similares a las entradas. Por tanto, a efectos de balance, se considera el primero porque además de los valores de recarga proporciona la distribución espacial de la misma.

Zona	Acuífero	Área (km ²)	Precip. media	Thornthwaite				Kessler		APLIS modificado		Salidas
				cc = 25 mm		cc = 50 mm		hm ³ /a	% P	hm ³ /a	% P	
				hm ³ /a	% P	hm ³ /a	% P					
Meridional	Sierra Hidalga	12,83	15,60	12,30	78,9	11,83	75,8	8,62	55,3	8,67	55,6	0,39 *
	Sierra Blanquilla	35,23	34,96	26,11	74,7	24,77	70,9	19,12	54,7	19,51	55,8	15,62
Norocc.	Sierras de Merinos, Colorado y Carrasco	43,21	37,12	26,64	71,7	25,12	67,7	20,72	55,8	21,05	56,7	18,90
Nororiental	Sierra de Ortegícar y Cerro de Matagayar	5,52	3,00	1,73	57,5	1,53	50,9	1,65	55,0	1,56	51,9	1,29
	Sierras de Teba y Peñarrubia	7,19	3,83	2,19	57,2	1,88	49,1	2,04	53,3	2,04	53,4	3,63
Total afloramientos carbonáticos		103,98	94,51	68,97	68,0	65,13	62,9	52,16	54,8	52,83	54,7	39,83

Tabla 8.13. Comparación de los caudales medios anuales de recarga y descarga en los acuíferos de la Serranía oriental de Ronda durante el período de investigación (2007/08-2009/10). (*) No incluye la descarga (principal) de Sierra Hidalga por el manantial de Buenavista (M-6), que tiene lugar hacia el Río Turón.

8.3 BALANCE DE LOS ACUÍFEROS DE LA SERRANÍA ORIENTAL DE RONDA CORRESPONDIENTE AL PERÍODO DE INVESTIGACIÓN (2007/08-2009/10)

La precipitación caída sobre los casi 104 km² de materiales permeables del área de estudio ha sido de 94,51 hm³/año (Tab. 8.13 y Fig. 8.3). De esta cantidad, se han evapotranspirado 41,68 hm³/año y, según la tasa media de recarga considerada (54,7 %), se han infiltrado 52,83 hm³/año en los acuíferos. Las salidas controladas se han cuantificado en 39,83 hm³/año, de las cuales 0,63 hm³/año corresponden a bombeos y el resto a la descarga por manantiales. Por consiguiente, la diferencia entre las entradas y las salidas resulta ser de 13 hm³/año.

La recarga media estimada en Sierra Hidalga para el período de investigación asciende a 8,67 hm³/año (Tab. 8.13 y Fig. 8.3), de los que 0,39 hm³/año se drenan hacia la cuenca del Río Grande, al O, y el resto hacia la cuenca del Río Turón, principalmente por el manantial de Buenavista.

En el otro acuífero de la denominada zona meridional, el de Sierra Blanquilla, los recursos medios estimados (19,51 hm³/año) son mayores que el caudal controlado en la principal zona de descarga (15,62 hm³/año), el Valle del Río Turón (Tab. 8.13 y Fig. 8.3). El caudal medio restante, de 3,89 hm³/año, debe corresponder principalmente, a la

transferencia subterránea hacia la Depresión de Ronda y, en menor medida, a las salidas por los manantiales de Rabadán (M-18) y Chaparrillal (M-19), en el sector NE, y por el manantial de Hidalgo (M-3), en el SO.

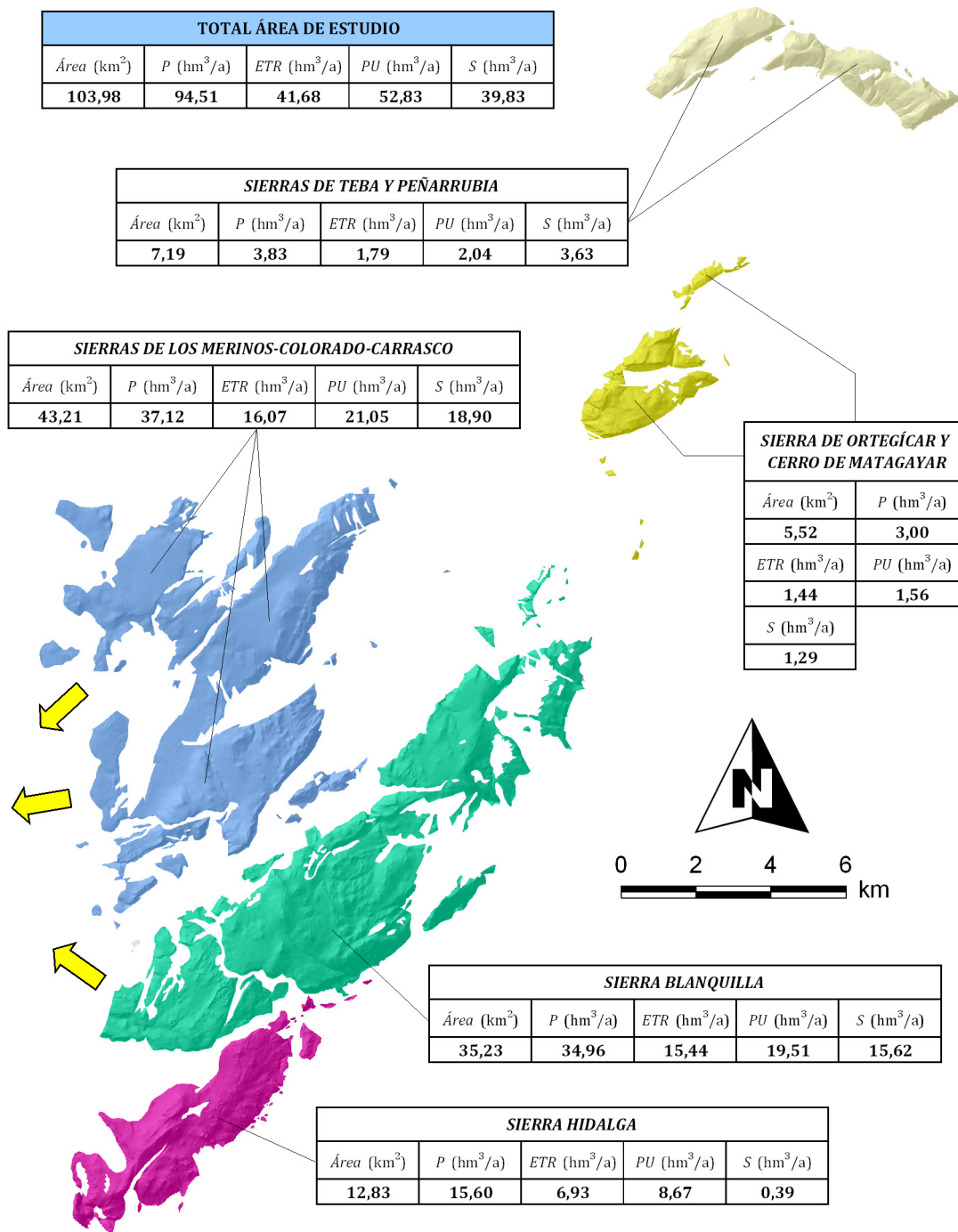


Figura 8.3. Balance hidrogeológico de los macizos carbonáticos que constituyen la Serranía oriental de Ronda durante el período de investigación. Acrónimos: P, precipitación; ETR, evapotranspiración real ; PU, entradas (lluvia útil) y S, salidas controladas. Las flechas amarillas representan la transferencia subterránea de recursos desde los acuíferos carbonáticos jurásicos hacia la Depresión de Ronda.

Los recursos hídricos calculados para las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco son de 21,05 hm³/año, de los que 18,90 hm³/año se drenan por manantiales (Tab. 8.13 y Fig. 8.3). El caudal medio de descarga restante, de 2,15 hm³/año, puede explicarse por la transferencia de recursos hacia el acuífero mioceno de la Depresión de Ronda. Así, las aportaciones de los macizos jurásicos (Merinos-Colorado-Carrasco y Blanquilla) al acuífero detrítico, cifradas en 4-5 hm³/año, son del orden de la mitad de los valores estimados previamente, entre 8 hm³/año (DPM-IGME-GHUMA. 2007) y 10 hm³/año (DPM,1988), en sendos atlas hidrogeológicos de la provincia de Málaga.

En la Sierra de Ortégicar y el Cerro de Matagayar (zona nororiental) la diferencia entre las entradas (1,56 hm³/año) y las salidas (1,29 hm³/año), estimadas a partir de aforos diferenciales en el Río Guadalteba es mínima (0,27 hm³/año, Tab. 8.13 y Fig. 8.3). No obstante, dado que dichas medidas se encuentran en el margen de error del equipo de medida, no puede descartarse la posibilidad de que la descarga de ambos macizos carbonáticos se produzca hacia el NE, por el manantial de Torrox (sierras de Teba y Peñarrubia).

El acuífero de las sierras de Teba y Peñarrubia es el único sistema estudiado en el que la descarga (3,63 hm³/año) supera a la recarga de lluvia útil por infiltración de las precipitaciones sobre los afloramientos carbonáticos (2,04 hm³/año) (Tab. 8.13 y Fig. 8.3). A esta entrada hay que añadir el caudal medio de agua superficial que se infiltra en el Río de la Venta. Esta componente se ha estimado en 1,97 hm³/año, en el período febrero-agosto de 2013, en condiciones hidrodinámicas de aguas altas-intermedias (véase apartado 7.2.3.3). Según estos datos, la recarga (3,5-4,01 hm³/año) durante el período de investigación, de carácter húmedo, podría equilibrarse con los caudales de descarga controlados. En cambio, si se tienen en cuenta los datos históricos, las entradas por infiltración de lluvia sobre los materiales permeables se estiman en 1,77 hm³/año y, al asumir unas condiciones climáticas medias, la recarga por infiltración de agua del Río de la Venta en el acuífero sería netamente inferior a la medida en condiciones húmedas. Las salidas medias históricas ascienden a 3,09 hm³/año: 2,46 hm³/año drenados por el manantial de Torrox (Tab. 7.7) y 0,63 hm³/año bombeados, suponiendo el mismo caudal de extracción que en la actualidad. De este modo, para equilibrar el balance harían falta unas entradas de 1,32 hm³/año por infiltración del agua del Río de la Venta. Esta cifra parece algo elevada, por lo que no puede descartarse que por el manantial de Torrox haya descarga procedente del acuífero de la Sierra de Ortégicar y del Cerro de Matagayar.

8.4 RECURSOS HÍDRICOS MEDIOS RENOVABLES CORRESPONDIENTES AL PERÍODO HISTÓRICO (1964/65-2009/10)

En trabajos previos se han estimado los recursos medios anuales de los acuíferos diferenciados en esta Tesis Doctoral (Tab. 8.14), por separado y en conjunto, aunque los autores no siempre coinciden en la diferenciación de los macizos carbonáticos ni en la superficie total de recarga.

Este apartado trata de dar a conocer los recursos hídricos medios renovables para el período histórico 1964/65-2009/10, lo que puede tener interés para la planificación hidrológica de los acuíferos. Se han evaluado los recursos renovables de acuerdo con los sistemas acuíferos distinguidos en esta Tesis y para el conjunto del área de estudio.

Los recursos medios renovables calculados por diversos autores en los acuíferos investigados están comprendidos entre 30 y 48,3 hm³/año (Tab. 8.14). La recarga obtenida en esta Tesis Doctoral sobre los casi 104 km² de superficie permeable para el período histórico considerado, es de 42,76 hm³/año (Tab. 8.14 y Fig. 8.4). Del total de recursos medios anuales, 21,41 hm³/año corresponden a los acuíferos de la denominada zona meridional, 17,96 hm³/año a los de la zona noroccidental y 3,39 hm³/año a los sistemas hidrogeológicos de la zona nororiental.

Zona	Acuífero diferenciado en esta Tesis Doctoral	Referencias						
		Fernández (1980)	IGME (1983)	DPM (1988)	SGOP (1990)	DPM-IGME-GHUMA (2007)	Tragsatec-AAA (2009)	Esta Tesis (2014)
Meridional	Sierra Hidalga	-	2,9	3				6,37
	Sierra Blanquilla	24	12,5	12,5				15,04
Noroccidental	Sierras de Merinos, Colorado y Carrasco	24,3	17,99	17				17,96
Nororiental	Sierra de Ortegícar y Cerro de Matagayar	-	-	-				1,62
	Sierras de Teba y Peñarrubia	-	2,68	2,7			2,22	1,77
Recursos medios [hm ³ /año]		48,3	36,07	35,2	43,4	30	39,12	42,76
Área permeable considerada [km ²]		39,1	97,5	97	87	96	151,44	103,98

Tabla 8.14. Recursos medios renovables (hm³/año) de los acuíferos diferenciados en la Serranía oriental de Ronda estimados en trabajos previos. Los guiones indican los acuíferos que no se han considerado en los cálculos.

En la zona meridional, el acuífero de Sierra Hidalga dispone de unos recursos medios de 6,37 hm³/año (Tab. 8.14 y Fig. 8.4), que es el más elevado de todos los valores

estimados previamente en dicho sistema. En la Sierra Blanquilla se ha obtenido una recarga de 15,04 hm³/año. Los valores que más se aproximan a dichas estimaciones corresponden a los proporcionados por el IGME (1983) y la DPM (1988) (Tab. 8.14).

El sistema hidrogeológico constituido por las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco presenta unos recursos renovables de 17,96 hm³/año (Fig. 8.4). El IGME (1983) estimó un valor prácticamente igual, de 17,99 hm³/año (Tab. 8.14).

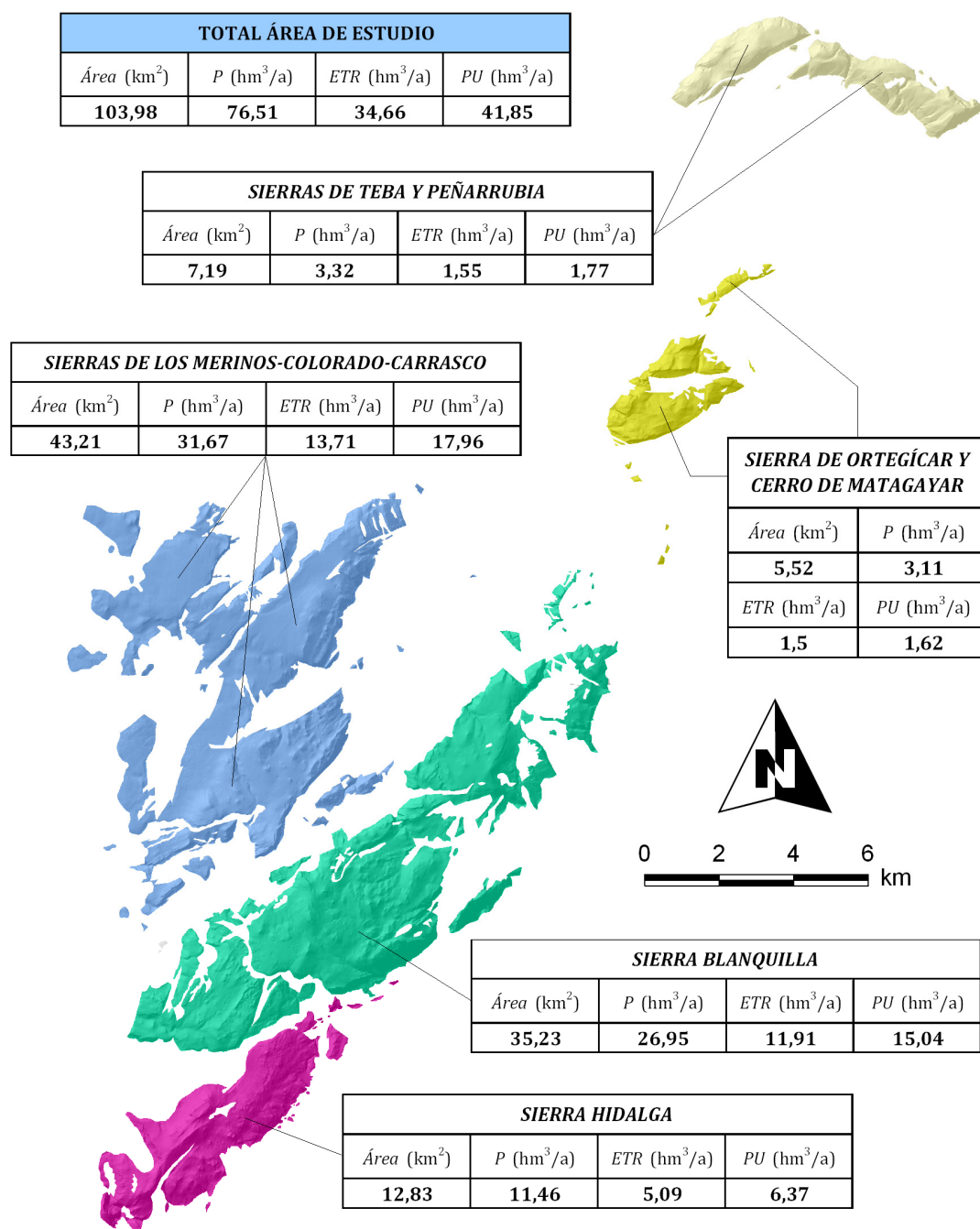


Figura 8.4. Recursos medios renovables de los macizos carbonáticos que constituyen la Serranía oriental de Ronda durante el período 1964/65-2009/10. Acrónimos: P, precipitación; ETR, evapotranspiración real y PU, lluvia útil.

La infiltración media producida en los macizos carbonáticos de la zona nororiental se cifra en 1,62 hm³/año para el acuífero la Sierra de Ortegícar y del Cerro de Matagayar y en 1,77 hm³/año para el de las sierras de Teba y Peñarrubia (Fig. 8.4). Este último valor resulta ser el menor de todos. No obstante, dicha cifra no considera la infiltración procedente del Río de la Venta en el área del Tajo del Molino (véase situación en la figura 7.9), que también debe tenerse en cuenta para la gestión hidrológica del acuífero.

9. CONCLUSIONS

The last chapter of this PhD Thesis comprises two sections. In the first part are included the main conclusions about the hydrogeological characterization of the studied aquifers, by applying the most common methods used in Karst Hydrogeology (hydrodynamic, thermal temperature of the waters, hydrochemistry and environmental isotopes), as well as other novel techniques. In the second part, the methodological aspects of the research are analyzed, in particular the applicability of the methodology used to determine the hydrogeological functioning of the carbonate (karstic) aquifers.

9.1 CONCERNING TO THE CHARACTERIZATION AND THE HYDROGEOLOGICAL FUNCTIONING OF THE STUDIED CARBONATE AQUIFERS

The so called *Serranía oriental de Ronda* is formed by a mountain range oriented NE-SW direction. These are (from NE to SW): Hidalga, Blanquilla, Merinos, Colorado, Carrasco, Ortégicar, Matagayar, Teba and Peñarrubia mountains. From a geological standpoint, they are included in the most western Internal Subbetic units of the Betic orogen, also named Penibetic. The stratigraphic sequence is constituted by three main groups: the older lithologies, with a minimum thickness of 200 m, are made up by carbonate rocks of middle Triassic age (Muchelkalk) and by clayey formations with evaporite rocks of upper Triassic age (Keuper). The intermediate group comprises carbonate Jurassic lithologies up to 500 m thick. They are limestones and dolostones of a Middle-Upper Jurassic period. To the top, they are marls and marly limestones of a Cretaceous-Tertiary age. Overthrusting the Mesozoic materials crop out clays and sandstones rocks from Flysch (Campo de Gibraltar complex). In the western area, Upper Miocene sandstones, conglomerates and marls of the Ronda basin infilling cover (discordant) the older aforementioned materials.

The geological structure of the carbonate massifs is formed by anticline and syncline NE-SW box-shape folds, plunging toward the NE. In the anticline fold hinges crop out Jurassic limestones and dolostones, while in the core of the synclinal folds marls and marly limestones of Cretaceous age appear. These geological structures have been affected by a N35°E and N165°E fractures. The analysis of the available data from geophysical surveys carried out in the test site corroborates that folded Jurassic limestones sink toward NE

under the Cretaceous and Tertiary formations, although carbonate rocks crop out (*horst* structures) forming Ortegícar, Matagayar, Teba and Peñarrubia mountains.

The Serranía oriental de Ronda presents a steep relief, constituted by the (Jurassic) carbonate rocks, and subparallel valleys where (Cretaceous) marls and marly limestones are found. Average altitude is 804 m a.s.l. and the more frequent values of this parameters vary between 700 and 900 m. More than half area has values of slopes of around 30 %, and one fifth of this surface shows flat morphologies. Maximum altitudes (until 1.504 m) and slopes (78 %) are reached in the southern area and progressively decrease to W and NE borders.

Exokarstic landforms are abundant in the high plains of the mountains, where Jurassic limestones crop out in an almost horizontal position. Dolines and karrenfields particularly prevail in the top of Hidalgo and Blanquilla carbonate massifs. In the pilot site, dolines, uvalas and karst swallow holes are common, as well as “step type” karstic reliefs and fluviokarstic canyons. Travertines, which are found at different altitudes in the Lifa valley, to the NE of Colorado and Carrasco and to the S of Teba and Peñarrubia mountains, demonstrate the progressive development of the karstic drainage network within the aquifers.

The analysis of the rainfall time series (historic period, 1964/65) reveals a decreasing trend of the rains from the southern part toward NW and NE borders of the study site. The main driving factor over rainfall distribution, the altitude, provokes a “pluviometric divide” independent on the climate conditions, which is favoured by the approximately N-S summit line. The rainfall gradient calculated for the historic period is 66 mm/100 m of altitude. Historical average rainfall in the test site, estimated from the isohyet maps, is 683 mm (298 mm and 1,187 mm for the dry and wet years). During the research period, the rainfall quantity has been progressively increasing: 620 mm in the 2007/08 hydrological year, 679 mm in 2008/09 and 1,187 mm in 2009/10. The latter has been exceptionally wet, the wetter of the entire recording period. Thus, the hydroclimatic conditions can be considered as humids, as it deduced from the average rainfall of 829 mm (18 % higher than the average historical data). Spatial distribution of the rainfall reproduces the same variations recording for the historical period: it decreases from S to central area (where the pluviometric threshold is observed) and toward the W and E borders.

Meteoric waters show an average electrical conductivity of 31 $\mu\text{S}/\text{m}$, a mean Cl⁻ content of 2.8 mg/l and variable hydrochemical water types, although predominates the calcium-bicarbonate ones. The isotopic signature of the rain waters suggests a mixing origin, coming from the Atlantic Ocean and the Western Mediterranean Sea.

The average air temperature in the studied area, calculated for the 1981/82-1997/98 period, is 15.0 °C (data from 6 thermometric stations). This parameter is mainly

conditioned by the altitude. The high correlation between air temperature and the altitude is expressed by a thermal gradient, which is $-0.6\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ of altitude. In the research period, the average air temperature is $16.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ (data from 5 termometric stations).

Carbonate rocks that constitute the higher mountains in the Serranía oriental de Ronda cover a surface of about 104 km^2 . From a hydrogeological point of view, they are permeable Jurassic limestones and dolostones due to fracturation and karstification processes. Karst exposures are bounded almost in their whole perimeter by low permeability rocks: Cretaceous marls and marly limestones and Tertiary clays of Flysch unit. In the western border, the carbonate rocks are in contact with the Miocene detrital aquifer.

The recharge of the carbonate aquifers is produced by rain water infiltration (exceptionally by snow melting) over permeable rocks and by the contribution of losing rivers and streams (i.e. Turón and La Venta rivers). Groundwater discharge takes place, in a natural way, through karst springs located in the geological contact between the carbonate and the low permeability rocks. Discharge may be also produced to the hydrological network (i.e. Turón river) or through hidden flows to other hydrogeological systems, as the Ronda basin aquifer. Boreholes are scarce, some of them act as artesian, and groundwater pumping is relatively important just in the Peñarrubia massif (NE).

The average recharge during the study period (2007/08-2009/10) has been $52.83\text{ hm}^3/\text{year}$, equivalent to 55 % of the rainfall recorded, and the groundwater volume drained by the aquifers was $39.83\text{ hm}^3/\text{year}$. The water unbalance obtained mainly corresponds to the not properly controlled discharge of Sierra Hidalga to its NE sector and to the groundwater transference from Blanquilla, Merinos, Colorado and Carrasco mountains to the detrital Miocene aquifer. The mean water resources for an average hydrological year are $42.76\text{ hm}^3/\text{year}$.

The study of the geological characteristics and the structure of the Serranía oriental de Ronda, the altitude of the main outlets and water levels in boreholes, the spatial distribution of water chemistry and isotopes, as well as the results obtained from the tracer tests, permit to differentiate three main hydrogeological zones: southern zone (Hidalga and Blanquilla aquifers), northwest zone (Merinos-Colorado-Carrasco aquifers) and northeast zone (Ortegícar-Matagayar and Teba-Peñarrubia aquifers). In the southern zone, an additional section to the Fuensanta area has also been dedicated because of its particular hydrological-hydrogeological characteristics.

The Hidalga aquifer is located in the most southern part of the study site covering a surface of 12.8 km^2 . The mean water resources, of $8.67\text{ hm}^3/\text{year}$, are drained by the Buenavista spring (NE sector), to the Turón river valley, and also by the Abusín and Camarero springs (SO sector), to the Grande river. The tracer tests carried out in this aquifer

have demonstrated that the main discharge is done by the first karst spring and that Hidalga aquifer is not hydrogeologically connected with that of the Blanquilla mountain. The analysis of the natural responses of the three aforementioned outlets shows different degrees of karstification in the aquifer sectors that they drain. Buenavista spring quickly responds to the rainfall events, with discharge variations of a high magnitude, ground water flow velocities of about 190 m/h and the drainage of low mineralized waters. These results denote a drainage based on a conduit flow system, which is characteristic of karst aquifers. On the other hand, the low flows, the long depletion periods and the minimum changes in the water temperature and in the mineralization in the Abusín and Camarero springs (although in a lesser extent in the former), reveal an inertial functioning and a high regulatory capacity, typical of poorly karstified aquifers. Nevertheless, the variations of the natural responses observed in these two springs under high flow conditions (dilutions of high magnitude and enrichment of the soil natural tracers) suggest that the non saturated zone of the aquifer contributes (and its karstification degree could be more developed) to the spring flow more than the saturated zone.

Blanquilla is the most important aquifer in the southern zone, with an extension of about 35,2 km². The mean water resources during the study period were 19.51 hm³/year, while the measured discharge is 15.62 hm³/year. The main drainage of the system takes place toward the Turón River valley, through the karst springs El Burgo, Hierbabuena and the overflow springs Tp1-Hierbabuena and Tp2-Hierbabuena. Minor discharge (Hidalga spring) and underground drainage toward the Ronda basin aquifer also exist. The joint analysis of hydrodynamic of the principal discharge area (southern border of the aquifer) evidences a high degree of the karstification and a low natural regulatory capacity of the system. The differences in the modulation of thermal input of the infiltration waters and in the hydrochemical and isotopic responses reflect different and marked hydrogeological behaviours in this discharge area. Thus, the aquifer sector drained by the El Burgo, Hierbabuena and Tp1-Hierbabuena springs shows a higher hydrochemical heterogeneity (influenced by the evaporite rocks of the aquifer basement) and isotopic variability. The contribution of the non saturated zone to the springs flow is maximum in the rainfall periods and the more intense karstification processes occur in the shallower parts of the aquifer. The participation of the saturated zone is minimum during high water periods and predominant in the low flow ones, excepting in the Tp1-Hierbabuena overflow spring. The high hydrochemical, thermal and isotopic homogeneity, as well as the relatively high Mg²⁺ concentrations detected in the Tp2-Hierbabuena spring water denote a lower degree of karstification in the corresponding aquifer sector. The contribution of the non saturated zone to the spring flow clearly prevails over that of the saturated zone, which participation

seems to be higher than in the Tp1-Hierbabuena spring. The latter appears to be more affected by dilution processes associated to the flooding events in the Turón river. The hydrogeological functioning of the main discharge area and the interaction between surface waters and groundwater drained to the valley of the Turón River seems to be conditioned for the existence of artificial dams (to regulate the surface flow) along the river, particularly in the surroundings of the principal karst springs. This fact has been deduced from the combined application of natural and artificial (fluorescent, dyes) tracers.

The hydrological system of Fuensanta area covers a surface watershed of 22.9 km², where Cretaceous marly limestones and marls crop out. The Jurassic carbonate formations should be placed in depth, more than 60 m deep, according to the results obtained from the geophysical research carried out in the area. The surface drainage is produced by the Fuensanta and Convento streams, the latter being a tributary of the first, while the main groundwater discharge (Cretaceous formations) takes place through the Fuensanta spring. The mean flow of the prior spring during the study period was 1.5 hm³/year. The fast discharge variations, the losing stretches observed in the Fuensanta stream and the results derived from the tracer tests indicate that Fuensanta spring is fed by the homonymous stream.

The groundwater types, calcium bicarbonate during high and intermediate flow conditions and of calcium sulphate type in the low flow ones, are the result of mixing processes in different proportions of the surface waters from the Fuensanta and Convento streams. The first component (Fuensanta) is generally rich in soil natural tracers (TOC and NO₃⁻), while the second one (Convento) presents higher concentrations of SO₄⁻² and Mg⁺². The analysis of thermographs and chemographs reveals the existence of rapid piston flows, with peaks of alkalinity and water temperature associated to the increasing of spring discharge. These observations suggest an additional mixing component, from underground origin. Thus, according to the modeling approach, the water sampled at Fuensanta spring are a mixing of Fuensanta stream water and groundwater stored in the (Cretaceous) geological formations. Dissolved organic matter and luminescent properties of the surface and spring waters have permitted to characterize the infiltration of the surface water into the Fuensanta talweg to the homonymous spring. The detection of specific organic substances in the spring waters (not observed in the surface ones) evidences a slightly water pollution in the vicinity (pool) of the outlet.

In the northwestern zone of the study site, the Merinos, Colorado and Carrasco mountains constitute a hydrogeological system of 43.2 km². The mean water resources estimated for the research period is 21.05 hm³/year, which are naturally drained to the NE by the Cañamero, Prado Medina (overflow spring), Carrizal and Barranco de Palomeras

springs and some outflowing boreholes. To the SW, the karst drainage occurs by Ventilla spring. The hidden aquifer discharge to the Ronda basin (detrital) aquifer is accounted for 2.15 hm³/year. The hydrographs analysis show rapid flow and of higher magnitude variations in the Cañamero spring, less marked responses in the Carrizal spring and hydrodynamic changes relatively buffered in the Ventilla and Barranco de Palomeras springs. The activation of an overflow spring (Prado Medina) and the appearance of a single flood event -hydrograph with a flat morphology in the range of higher discharge values- under extremely high flow conditions (hydrological year 2009/10), corroborate constrains in the karst drainage of the Cañamero spring sector. The values of specific yields and maximum drawdown determined from the pumping tests done in several boreholes indicate that the aquifer sectors drained by the Arroyo del Cerezo and the Palomeras boreholes display less hydraulic conductivity than that of the Serrato boreholes.

The high variability of the thermal responses in the groundwater denotes a higher degree of karstification in the non saturated zone of the aquifer sector drained by the Cañamero spring and less karstified for the rest of the sectors, particularly in that drained by Carrizal spring. The homogeneity of the thermal properties of the groundwater in depth in the aquifer sector drained by the Barranco de Palomeras spring is coherent with predominant contribution (vertical flow system) from the saturated zone to the spring flow.

The dilution of the majority of hydrochemical parameters and the simultaneous enrichment of the groundwater in soil natural tracers permit to determine a higher development of the karstification in the aquifer sector drained by Cañamero and Prado Medina (overflow) springs. The results obtained from the quantitative analysis of the distribution frequency curves (DFC) of electrical conductivity reinforce the prior assumption. On the other hand, the drainage of waters progressively more mineralized and the certain stability in the concentrations of characteristics parameters of rapid infiltration suggest a high natural regulatory capacity of the karst drainage and the attenuation of the hydrochemical signal of the aquifer sector drained by the Barranco de Palomeras spring. The low variability of EC values recorded in the groundwater along the vertical profile of the Palomeras-1 borehole seems to be coherent with the less development of the karstification in this sector. Therefore, the non saturated zone of the aquifer prevails during intense and isolated recharge events, while saturated zone predominantly contributes under long last recharge periods and low flow conditions. The scarcely variables and of a lesser magnitude hydrochemical and isotopic responses recorded in the Carrizal spring, as consequence of rainfall infiltration, reflect a low development of the karst drainage in the corresponding aquifer sector. The duality observed in the hydrochemical behaviour of the Ventilla spring displays a higher participation of the non saturated zone of the aquifer during limited

rainfall periods, while the saturated zone generally contributes as a response to abundant and long lasting recharge periods and low flow conditions. In these two last springs, isotope fractionation due to evaporation of recently infiltrated waters can be observed. This fact remark the importance of the non saturated zone in the hydrogeological functioning of their respective aquifer sectors.

The carbonate aquifer formed by the Ortegícar and Matagayar massifs (northeast zone) is of the lesser size and their karst exposures cover a surface of 5.5 km². The mean water resources during the study period, of 1.56 hm³/years, seem to be drained to the Guadalteba River, one of the possible discharge area, as it deduces from the differential flow measurements carried out. Nevertheless, groundwater could also flow to the NE, toward Torrox spring (Teba-Peñarrubia aquifer), moving through the deep and folded Jurassic limestones in the Guadalteba graben. Water level measurements done in the borehole located at Ortegícar mountain seem to reflect a (hanging) local permeable level, hydraulically disconnected of the entire aquifer. The lack of water level observed during the drilling of another borehole (so called Venta del Cordobés), its location in a stream bed and the similarity with the discharge time evolution of the Guadalteba River, suggest the runoff inflow through the top of the pipe. Therefore, the monitored boreholes don't permit to get reliable hydrogeological information (water level and chemical composition of the groundwater) of the aquifer.

Finally, Teba and Peñarrubia aquifer is located in the most northern border of the study site and presents an extension of 7.2 km². The drainage of the carbonate outcrops is produced through the Torrox spring -the only outlet- (3 hm³/year), but also by pumping (0.63 hm³/year) in the boreholes drilled in Peñarrubia sector. The analysis of the spring hydrographs displays slow and buffered discharge variations, with delayed hydrodynamic responses respect to the rainfall inputs. The differential flow measurements done in the nearby La Venta River demonstrated the surface water infiltration -1.97 hm³/year on average- into the riverbed (fluviokarstic canyon of Tajo del Molino area, upstream of Torrox spring) during the wet year 2012/2013 (similar to 2009/10) and the existence of an additional recharge in the aquifer, joint to the rainfall infiltration over karst exposures (2.04 hm³/year). The water balance during the research period is practically equilibrated. However, calculations done with historical data (outflow: 3.09 hm³/year > inflow: 2.27 hm³/year) could reflect the groundwater transference from other hydrogeological systems (Ortegícar-Matagayar aquifer). The slow and of minimum amplitude water level variations recorded in the aquifer, seem to indicate a low development of the karstification in the in the sectors drilled by the boreholes. The groundwater level in the boreholes, most of time 3-4 m below of the Torrox spring altitude, doesn't seems to affect to the functioning of the spring.

Groundwater sampled in the Campillos-3 borehole shows a low mineralization and a temperature relative similar to atmospheric values. The average groundwater temperature calculated for the Torrox spring, 4.8 °C higher than the mean yearly air temperature, suggest the existence of deep flows, which should be conditioned by the specific geological structure of the carbonate massifs or by the slower and deeper inflows from other systems. The hydrothermal record of the spring shows gradual decreasing in the groundwater temperature associated to the cooling processes induced by the mixing with La Venta river waters. The chemical composition of the groundwater (of mixed water type), the relatively hydrochemical homogeneity deduced from the analysis of the frequency distribution curves of electrical conductivity, the progressive increasing of a large set of chemical parameters (particularly those related with the rock dissolution) and the continuous isotopic ($\delta^{18}\text{O}$) enrichment of the groundwater drained by the Torrox spring during the research period, evidence the contribution of La Venta River waters -highly mineralized, rich in organic matter and alkalinity and isotopically enriched- to the spring flow. The higher NO_3^- contents coinciding with flow peaks reveal the local (in the surroundings of the outlet) groundwater pollution in the aquifer. On the other hand, the low TOC concentrations detected can be explained by the mineralization processes occurred along the flow paths within the aquifer. The fact that the groundwater drained by the Torrox spring be thermal and presents a relatively higher electrical conductivity values and a chemical composition enriched in almost all parameters (including SO_4^{2-} , Cl^- and Na^+) suggest deep and long flows, probably, coming from the aquifer of the Sierra Ortegícar and Cerro de Matagayar, to the SW.

9.2 CONCERNING TO THE APPLIED METHODOLOGY

In this PhD Thesis a multiple approach using different research methods have been applied in order to improve the current understanding about the functioning of the carbonate (karst) aquifers. The present section concerns on the use of this type of study techniques in the test site and the potential applicability to other karst areas.

Among the ***hydrodynamic methods***, the ***hydrograph analysis***, including the main characteristic time parameters and its morphology, permit to obtain a preliminar approach of the hydrogeological behaviour of the carbonate aquifers as response to the input signal. This method provides realistic information about time responses and the duration of the recharge pulse. In some cases, the lack of a continuous monitoring of spring/river/stream discharge (i.e. absence of gauging stations or devices capable to continuously measure) prevent to precise the hydrodynamic response in detail.

The **study of the spring recession curves** has permitted to validate the analytical constrains of the i parameter, proposed by Mangin (1975). In all the analyzed curves (Fig. 9.1), the values of this parameter are characteristics of complex and large systems, which is not always in agreement with the physical aspects and geometry of the studied aquifers.

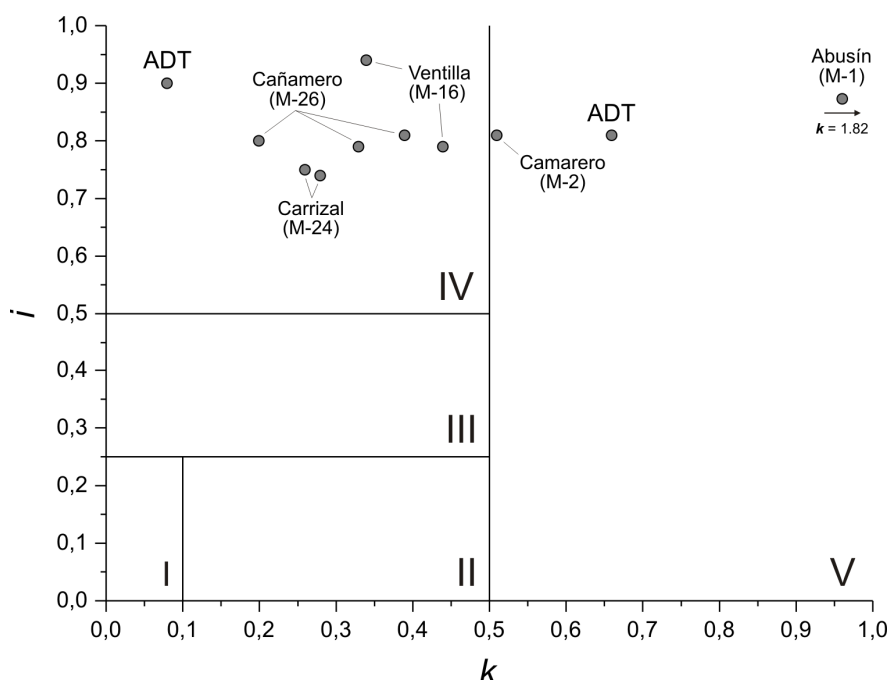


Figure 9.1 Representation of the values of the i - k Mangin's parameters obtained from the analysis of the recession curves of the karst springs in the **Serranía oriental de Ronda** area. ADT: Discharge area to the Turón river valley.

The i values should be conditioned by the selected hydrograph. Thus, in some cases, the last flood event of the hydrological year can be affected by late rainfalls, which predominantly influence the spring recession. In other cases, the unsuitable time step in the discharge data series may reduce definition to the recession curve and, therefore, accuracy in the results obtained (i parameter). In this sense, the irregular climate signature, typical of Mediterranean areas, appears to be the most significant factor, joint to the internal hierarchization of the karst drainage, of the hydrodynamic responses of the aquifers. The depletion coefficient (α) and, hence, the k parameter, could have a greater applicability to the hydrodynamic characterization of the carbonate (karst) aquifers in southern Spain, because of they keep in base flow recession conditions during long lasting periods. Nevertheless, the Mangin's classification doesn't consider aquifers systems with a more-than-one-year regulatory capacity of the drained flow (k values higher than 1). For all these arguments, future research must take into account a modification of the method proposed by Mangin, including more classes, which permit to consider the influence of the climate

regime over the results and to characterize the karst drainage network in the infiltration subsystem.

The ***analysis of the sorted discharge*** has been successfully applied to contrast the hydrodynamic information deduced from the previous methods, although the results obtained may also be influenced by the saturation conditions in the aquifer and by the hydroclimatic characteristics of the area. This flow data treatment can be useful to demonstrate the existence of different flow processes (i.e. unknown outlets, overflow spring activation, etc), in particular in hydrogeologically complex systems which shows certain limitations in the karst drainage.

Hydrothermal records constitute an interesting tool to assess the infiltration processes and, by extension, the hydrogeological functioning of the carbonate aquifers. The analysis of the hydrothermal variability of the spring waters permit to qualitatively infer the degree of the karstification of the systems and the relative residence time of the waters within the aquifers. In this sense, the comparative study of the groundwater and air temperature provides information about the possible thermal anomalies along the main flowpaths (deep and regional flows, complex geological structures, etc.). The thermal characterization of the flows in depth can also be addressed from the vertical logging of the groundwater temperature in boreholes (i.e. vicinity of the Barranco de Palomeras spring), in which inflows and outflows may be recognized, as well as horizontal/vertical flow components. The application of hydrothermal methods seems to be useful to evaluate the surface water-groundwater interaction since they have different thermal properties. The Turón river valley (discharge area of the Blanquilla aquifer), the fluviokarstic canyon of Tajo del Molino in La Venta river (Teba-Peñarrubia aquifer) and the hydrological system of Fuensanta are some karstic areas where the aquifer-river relationship has been characterized.

The **hydrochemical methods** have been the most applied, because of the large quantity of chemical data collected. The water types depend on: the lithologies drained by the groundwater flows, the hydrogeochemical evolution along flow paths and the possible mixing of groundwater in the aquifers. The ***analysis of the main hydrochemical parameters*** provides information about the mineral composition of the aquifer rocks and its solubility (TAC, Na^+ , K^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} and SO_4^{-2}), the calcocarbonic system (SI_{CAL} , SI_{DOL} and PCO_2) and of the flows coming from the shallower parts of the aquifers (Cl^- , NO_3^- and TOC). The study of the soil tracers can also identify the anthropogenic pollution of the groundwater. The ***analysis of the chemographs*** (together with hydrodynamic and the thermal properties) is probably the method which permit a complete characterization and a better definition of the hydrogeological functioning of the carbonate aquifers, due to the

complementarity of the natural responses. This approach outline the hypothesis relating to flow modalities, delay between the input and the hydrochemical response, degree of development of the karstification, water mixing and hydrogeochemical processes existing in the aquifers.

The ***statistical techniques applied to the hydrochemical data*** permit to contrast the assumptions derived from the qualitative and quantitative interpretations of the chemical composition of the groundwater, particularly of those that can be deduced from the spring chemographs. Firstly, the ***coefficient of variation*** shows the variability of a data serie, which constitutes a preliminary approach to the degree of hierarchization of the karst drainage, although with certain limitations (Bakalowicz, 1979). The interpretation of the same statistical parameter conducted by Shuster and White (1971), in which conduit and fissure type flow systems can be differentiated, is not coherent with the results obtained from the hydrochemical and groundwater temperature data, particularly using electrical conductivity (EC) data. This research has demonstrated that coefficients of variation of EC lower than 10 % may correspond to conduit flow systems (typically karstic). In some cases, the reduced number of data and, therefore, its lack of representativity, can affect to the values of this statistical coefficient. Thus, it is necessary to normalize the input data. However, the use of the coefficient of variation of EC has permitted to compare the hydrogeological systems. On his behalf, the ***percentage of mineralization/dilution of groundwater*** as a response of rainfall infiltration, regarding to pre-event EC values, can be considered as an indicator of the degree of the karstification of the carbonate aquifers.

The ***analysis of the frequency distribution curves of EC*** and its cualitative interpretation, initially proposed by Bakalowicz (1977), is generally in agreement with the inner degree of karstification of the aquifers. Nevertheless, the results obtained in this PhD Thesis suggest certain limitations of applicability of this method, particularly in binary systems, in which the hydrochemical variability is high because of the mixing processes with surface waters. The improvement introduced by Massei *et al.* (2007) permit to ***quantify*** the contribution -per hydrological year- of different water families chemically similar (characteristics of high-intermediate-low flow conditions) to the spring discharge. The new developed methodology is based on the decomposition of the probabilistic density function in single modes which are explained by normal distribution functions. This has especial interest for investigating the influence of the climatic signature (distribution, intensity and quantity of the rainfall) and the hydrodynamic memory effect on the hydrochemical functioning of the aquifer.

The ***principal components analysis*** is one of the most robust and useful statistical methods in the field of Karst Hydrogeology, whose aim is to know the hydrochemical

processes that condition the chemical composition of the groundwater flowing within the aquifers (rock dissolution, infiltration modalities, hydrodynamic conditions, etc.). The percentage of total variance explained by the two main factors can indicate the degree of hydrochemical heterogeneity and, therefore, infer the development of the karstification of the system. In this research, the aforementioned method has been also performed to assess the contribution of the surface waters, infiltrated in river and streambeds, to the discharge of the springs draining into the Turón river and the Fuensanta stream.

The ***geochemical modeling techniques***, in particular the ***inverse method***, permit to determine the hydrogeochemical processes that take place along the main flowpaths defined in the aquifers, from the recharge to the discharge areas. It is a methodology complementary to the study of water types, to the numerical treatment of the hydrochemical data and, specially, to the study of the spring/borehole chemographs. The solute mass transfer in the carbonate aquifers depends on the dissolution/precipitation reactions which determine the chemical composition of the groundwater. The mass calculation of the rock dissolution parameters constitutes a way to quantify the rate of karstification of the different aquifer sectors, which is interesting to compare karst evolution in regional studies of karst terrains. The end member mixing models applied to large hydrochemical data sets comprise another useful technique to characterize the participation of different flow components, as it has been carried out in the hydrological system of Fuensanta stream.

The ***analysis of the natural fluorescence*** of the karst waters comprises a novel and interesting research method in Karst Hydrogeology to characterize the infiltration processes. In the present study, this technique has been applied to outline the fast flows of recently infiltrated water and to precise the aquifer-river interactions, but also to determine the degradation processes of the organic matter in the aquifers. The study of the maximum fluorescence peaks of the waters (spatial distribution, intensity and time evolution) in the non-polluted areas revealed that A and C peaks, the most frequent and associated to the presence of humic-like and fulvic-like substances in the groundwater, can be used as natural infiltration tracers. The dynamics of these organic components can be compared with that of TOC and NO_3^- . However, the provided information remains to be qualitative, reason for which the future research must advance in the quantitative (modeling) aspects of this approach.

Dye tracing is a consolidated research methodology which has been successfully used since decades for investigating karst aquifers. The tracer tests performed in this PhD Thesis have permitted to deduce the degree of the development of the aquifers from the interpretation of the breakthrough curves (BTCs) of the dyes and to calculate the recovery rate. They also were useful for precisating the recharge/discharge areas of the karst springs, to

calculate groundwater flow velocities, as well as for characterizing the relationships between surface water and groundwater from the spatial analysis of the tracer concentrations along the hydrological network (i.e. valleys of Turón River and Fuensanta stream). Nonetheless, the most successfully results were obtained from the combined application of natural and artificial (fluorescent) tracers, due to the complementarity of the tracing techniques and the hydrochemical methods. A relevant aspect to be taking into account in further research would be the mathematical modeling applied to the BTCs, which could improve the knowledge about the flow systems and solute transport in the aquifers.

The **analysis of water isotopes** ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$) has been applied in order to stand out the results obtained from the hydrodynamic and the hydrochemical methods. The study of the isotopic signature is specially indicated to determine the origin of the meteoric waters. In the study site, the cloud fronts that contribute to the recharge of the aquifers have a mixing origin, coming from Atlantic Ocean and from Mediterranean Sea, although predominates the former during abundant rainfall periods (autumn-winter). From the analysis of the isotopic variability of the groundwater (coefficient of variation and frequency distribution curves) has been deduced the degree of the karst development on each aquifer. On the other hand, the isotopic values have permitted to precise the mixing processes among different water types, specially between the surface waters (isotopically enriched) and the karst groundwater (isotopically depleted). This methodology has also been found suitable to precise and evaluate the role of the non saturated zone in the hydrogeological functioning of the aquifers. Thus, it has been observed isotopic fractionation processes by evaporation of the water in the shallower parts (soil and epikarst) of the aquifers. Other processes observed in this investigation, as the isotopic fractionation by exchange with the host rock (Fuensanta spring waters), highlight the water-rock interaction within the aquifers.

Definitely, the methodology used in this PhD Thesis for hydrogeological research can be applied to any pilot site, although it should be adapted on each case in order to get successfully results. As well as possible, it is convenient to have a good hydrogeological background of the studied aquifers, which is really interesting to plan the most suitable methodology and sampling periodicity. The proposal of a karst water research requires a sampling strategy adapted to the objectives. Generally, the higher development of the karstification, the lower sampling rhythm is needed. The novel and expensive approaches should be applied after the research methods that could be considered as basics: hydrodynamic, hydrothermal and hydrochemistry. The present study have highlighted the importance of jointly apply the former techniques, which complement among them, in order to get appropriate results and to understand the functioning of the carbonate aquifers.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abdesselam, M., Mania, J., Mudry, J., Gélard, J., Chauve, P., Lami, H. y Aigoun, C. (2000). Arguments hydrogéochimiques en faveur de Trias évaporitique non affleurant dans le massif du Djurdjura (dorsale kabyle, élément des Maghrébides). *Rev. Sci. Eau* 13/2, 155-166.
- Aiken, G.R., McKnight, D.M., Wershaw, R.L. y MacCarthy, P. (1985). *Humic substances in soil, sediment and water*. New York. Wiley.
- Alcalá, F.J. (2005). Recarga a los acuíferos españoles mediante balance hidrogeoquímico. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña (España). 118 páginas.
- Almeida, C., Carvalho, M.R. y Almeida, S. (1992). Modelação de processos hidrogeoquímicos ocorrentes nos acuíferos carbonatados de região de Lisboa-Cascais-Sintra. *Hidrogeología y Recursos Hidráulicos* 17, 289-303 (en portugués).
- Anderson, M. (2005). Heat as a groundwater tracer. *Ground Water* 43 (6), 951-968.
- Andreo, B. (1997). Hidrogeología de acuíferos carbonatados en las Sierras Blanca y Mijas (Cordillera Bética, Sur de España). Confederación Hidrográfica del Sur de España y Servicio de Publicaciones de la Universidad de Málaga. 489 páginas.
- Andreo, B., Liñán, C., Carrasco, F., Jiménez de Cisneros, C., Caballero, F. y Mudry, J. (2004a). Influence of rainfall quantity on the isotopic composition (^{18}O and ^2H) of water in mountaneous areas. Application for groundwater research in the Yunquera-Nieves karst aquifers (S Spain). *Applied Geochemistry* 19, 561-574.
- Andreo, B., Vías, J., López-Geta, J.A., Carrasco, F., Durán, J.J. y Jiménez, P. (2004b). Propuesta metodológica para la estimación de la recarga en acuíferos carbonáticos. *Boletín Geológico y Minero* 115 (2), 177-186.
- Andreo, B., Vías, J.M., Durán, J.J., Jiménez, P., López-Geta, J.A. y Carrasco, F. (2008). Methodology for groundwater recharge assessment in carbonate aquifers: application to pilot sites in southern Spain. *Hydrogeology Journal* 16 (5), 911-925.
- Andrieux, C. (1978). Les enseignements apportés para la thermique dans le karst. Colloque de Tarbes, Le karst: son originalité physique, son importance économique. Association des Géologues du SudOuest (AGSO), France, 48-63.
- Antigüedad, I. (1986). Estudio hidrogeológico de la cuenca del Nervión-Ibaizábal. Contribución a la investigación de los sistemas acuíferos kársticos. Tesis Doctoral, Universidad del País Vasco, Bilbao (España). 338 páginas.

-
- Antigüedad, I. (1988). Estudio de acuíferos kársticos a partir de sus respuestas naturales. Aplicación a dos sistemas del País Vasco. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 1 (1-2), 211-227.
- Appelo, C.A.J., Beekman, H.E. y Oosterbaan, A.W.A. (1984). Hydrochemistry of springs from dolomite reefs in the southern Alps of Northern Italy. *IAHS Publications*, 125-138. 150 páginas.
- Aquilina, L., Ladouche, B. y Dörfliger, N. (2005). Recharge processes in karstic systems investigated through the correlation of chemical and isotopic composition of rain and spring-waters. *Applied Geochemistry* 20, 2189-2206.
- Aquilina, L., Ladouche, B. y Dörfliger, N. (2006). Water storage and transfer in the epikarst of karstic systems during high flow periods. *Journal of Hydrology* 327, 472-485.
- Atkinson, T.C., Smith, D.I., Lavis, J.J. y Whitaker, R.J. (1973). Experiments in tracing underground waters in limestones. *Journal of Hydrology* 19, 323-349.
- Bakalowicz, M., Blavoux, B. y Mangin, A. (1974). Apports du tracage isotopique naturel a la connaissance du fonctionnement d'un systeme karstique. *Journal of Hydrology* 23, 141-158.
- Bakalowicz, M. (1977). Etude du degré d'organisation des écoulements souterrains dans les aquifères carbonatés par une méthode hydrogéochimique nouvelle. *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes* 284, 2463-2466.
- Bakalowicz, M. (1979). Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Tesis Doctoral. Universidad de París (Francia). 269 páginas.
- Bakalowicz, M. (1995). La zone d'infiltration des aquifères karstiques. Méthodes d'étude. Structure et fonctionnement. *Hydrogéologie* 4, 3-21.
- Bakalowicz, M. (2005). Karst groundwater: a challenge for new resources. *Hydrogeology Journal* 13 (1), 148-160.
- Baker, A., Barnes, W.L. y Smart, P.L. (1997). Variations in the discharge and organic matter content of stalagmite drip waters in Lower Cave, Bristol. *Hydrological Processes* 11, 541-555.
- Baker, A. y Genty, D. (1999). Fluorescence wavelength and intensity variations of cave waters. *Journal of Hydrology* 217, 19-34.
- Baker, A. (2001). Fluorescence excitation-emission matrix characterization of some sewage impacted rivers. *Environmental Science Technology* 35 (5), 948-53.
- Baker, A. y Spencer, R.G.M. (2004). Characterization of dissolved organic matter from source to sea using fluorescence and absorbance spectroscopy. *Science of Total Environment* 333(1-3), 217-32.

- Barberá, J.A. y Andreo (2008). Tránsito aguas bajas-aguas altas en los principales manantiales de los acuíferos carbonatados de la Serranía de Ronda oriental (provincia de Málaga). VII Simposio del Agua en Andalucía, Baeza (España), 321-330.
- Barberá, J.A. y Andreo, B. (2011). Functioning of a karst aquifer from S Spain under highly variable climate conditions, deduced from hydrochemical records. *Environmental Earth Sciences* 65, 2337-49.
- Barberá, J.A., Andreo, B. y Almeida, C. (2011). Hydrogeological processes along main flow paths in Los Merinos-Teba aquifers by means hydrochemical data and geochemical modelling. *Proceedings of the 9th Conference of the Limestone Hydrology*. Besançon, France, 49-52.
- Barberá, J.A. y Andreo, B. (2012). Hydrogeological characterization of two karst springs in southern Spain by hydrochemical data and intrinsic natural fluorescence. En: *IAH Selected Papers – Groundwater Quality Sustainability*, 281-295. P. Maloszewski, S. Witczak, G. Malina (Eds.).
- Barberá, J., Mudarra, M., Marín, A., Andreo, B., Vadillo, P., Neukum, C., Sánchez, D., Pérez, I. y Ortega, L. (2012). Diferenciación hidrogeológica de acuíferos kársticos en la cuenca alta del río Turón (Serranía de Ronda oriental) mediante un ensayo multitrazador. *Geogaceta* 52, 145-148.
- Barberá, J.A., Andreo, B. y Almeida, C. (2014). Using non conservative tracers to characterize karstification processes in the Merinos-Colorado-Carrasco aquifer system (southern Spain). *Environmental Earth Sciences* 71 (2), 585-599.
- Barbieri, M., Boschetti, T., Petitta, M. y Tallini, M. (2005). Stable isotope (^2H , ^{18}O and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) and hydrochemistry monitoring for groundwater hydrodynamics analysis in a karst aquifer (Gran Sasso, Central Italy). *Applied Geochemistry* 20, 2063-2081.
- Batiot, C. (2002). Etude expérimentale du cycle du carbone en régions karstiques. Tesis Doctoral. Universidad de Avignon y País de Vaucluse (Francia). 254 páginas.
- Batiot, C., Emblanch, C. y Blavoux, B. (2003a). Carbone organique total (COT) et Magnésium (Mg^{2+}): Deux traceurs complémentaires du temps de séjour dans l'aquifère karstique. *C R Geoscience* 335, 205-214.
- Batiot, C., Liñán, C., Andreo, B., Emblanch, C., Carrasco, F. y Blavoux, B. (2003b). Use of TOC as tracer of diffuse infiltration in a dolomitic karst system: the Nerja Cave (Andalusia, southern Spain). *Geophysical Research Letters* 30 (22), 2179.
- Benavente, J., Pulido-Bosch, A. y Fernández Rubio, R. (1986). Les grands caractères de l'hydrogéologie karstique dans les Cordillères Bétiques. *Karstologia Mémoires* 1, 87-99.

-
- Benischke, R., Goldscheider, N. y Smart, C. (2007). Tracer techniques. En: Goldscheider, N., Drew, D. (Eds.). *Methods in Karst Hydrogeology*. Taylor & Francis, London, 147-170.
- Birk, S., Liedl, R. y Sauter, M. (2004). Identification of localised recharge and conduit flow by combined analysis of hydraulic and physico-chemical spring responses (Urenbrunnen, SW-Germany). *Journal of Hydrology* 286, 179-193.
- Blasch, K. y Bryson, J. (2007). Distinguishing sources of ground water recharge by using $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$. *Groundwater* 45 (3), 294-308.
- Blavoux, B., Burger, A., Chauve, P. y Mudry, J. (1979). Utilisation des isotopes du milieu a la prospection hydrogéologique de la chaîne karstique du Jura. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* 21, 295-306.
- Blavoux, B. y Mudry, J. (1989). Importance of the sampling rhythm in the hydrochemical study and hydrokinematical knowledge of karstic aquifers. *Karst hydrogeology and karst environment protection*. IAH, Guilin (China) 21 (2), 864-869. Geological Publishing House, Beijing.
- Blondel, T. (2008). *Traçage spatial et temporel des eaux souterraines dans les hydrosystèmes karstiques par les matières organiques dissoutes*. Tesis Doctoral. Universidad de Avignon y del País de Vaucluse (Francia). 190 páginas.
- Blumenthal, M. (1928). Sur le dispositif des nappes de recouvrement de la Serranía de Ronda (Andalousie). *Eclogae Geologicae Helvetiae* 21 (2), 358-363.
- Blumenthal, M. (1933). *Geologie der Berge um Ronda*. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 26, 43-92.
- Bonnacci, O. (1993). Karst spring hydrographs as indicators of karst aquifers. *Journal of Hydrological Sciences* 38, 51-62.
- Bonnacci, O. (2001). Analysis of the maximum discharge of karst springs. *Hydrogeology Journal* 9, 328-338.
- Bourgeois, J. (1973). Presence et définition dans la région de Cañete la Real et de Grazalema (prov. de Cadix et de Málaga, Espagne). Analyse de ses déformations ; rapports avec les argiles à blocs. *Bulletin de la Société Géologique de France* 7 (1), 36-42.
- Bourgeois, J. (1978). *La transversale de Ronda. Cordillères Bétiques, Espagne. Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'Arc de Gibraltar*. Tesis Doctoral. Universidad de Besançon (Francia). 445 páginas.
- Brady, N.C. y Weil, R.R. (2002). *The nature and properties of soils*. Prentice Hall, New Jersey.
- Burns, D.A., McDonnell, J.J., Hooper, R.P., Peters, N.E., Freer, J.E., Kendall, C. y Beven, K. (2001). Quantifying contributions to storm runoff through end-member mixing analysis and hydrologic measurements at the Panola Mountain Research Watershed (Georgia, USA). *Hydrological Processes* 15, 1903-1924.

- Busenberg, E. y Plummer, L.N. (1982). The kinetics of dissolution of dolomite in $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ system at 15–65 °C and 0–1 atm PCO_2 . *American Journal of Science* 282, 45–78.
- Capaccioni, B., Didero, M., Paletta, C. y Salvadori, P. (2001). Hydrogeochemistry of groundwaters from carbonate formations with basal gypsiferous layers: an example from the Mt Catria Mt Nerone ridge (Northern Appennines, Italy). *Journal of Hydrology* 253, 14–26.
- Cardenal, J. (1993). Hidrogeología del sector Sierra Lújar-Albuñol (provincia de Granada). Tesis Doctoral. Universidad de Granada (España). 402 páginas.
- Cardenal, J., Benavente, J. y Cruz Sanjulián, J. (1994). Chemical evolution of groundwater in triassic gypsum-bearing carbonate aquifers (Las Alpujarras, southern Spain). *Journal of Hydrology* 161, 3-30.
- Carrasco, F., Sánchez, D. y Vadillo, I. (2007). Sierra de Teba-Almargen-Campillos (M.A.S. 060.035). En: Atlas Hidrogeológico de la provincia de Málaga. Durán J.J. (Coord.). Tomo 2, 95-100. Diputación Provincial de Málaga; Instituto Geológico y Minero de España; Grupo de Hidrogeología de la Universidad de Málaga. 220 páginas.
- Celle-Jeanton, H. (2000). Caracterisation des précipitations sur le pourtour de la Méditerranée occidentale. Approche isotopique et chimique. Tesis Doctoral. Universidad de Avignon y del País de Vaucluse (Francia). 222 páginas.
- Celle-Jeanton, H., Travy, Y., Blavoux, B. (2001). Isotopic typology of the precipitation in the Western Mediterranean region at three different time scales. *Geophysical Research Letters* 28, 1215–1218.
- Christophersen, N. y Hooper, R.P. (1992). Multivariate analysis of stream water chemical data: the use of principal components analysis for the end-member mixing problem. *Water Resources Research* 28, 99–107.
- CHS-IGME-GHUMA (2004). Redefinición de las unidades hidrogeológicas de la Cuenca Sur. Instituto Geológico y Minero de España; Confederación Hidrográfica del Sur; Universidad de Málaga, Madrid (España). 219 páginas.
- Clark, I. y Fritz, P. (1997). *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. CRC Press LLC. 311 páginas.
- Coble, P.G. (1996). Characterization of marine and terrestrial DOM in seawater using excitation-emission matrix spectroscopy. *Marine Chemistry* 51 (4), 325–46.
- Company, M., González-Donoso, J.M., Linares, D., Martín-Algarra, A., Rebollo, M., Serrano, F., Tavera, J.M. y Vera, J.A. (1982). Diques neptúnicos en el Cretácico del Penibético: aspectos genéticos y etapas de relleno. *Cuadernos de Geología Ibérica* 8, 545-562.
- Craig, H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science* 133, 1702-1703.

-
- Criss, R., Davisson, L., Surbeck, H. y Winston, W. (2007). Isotopic methods. *Methods in Karst Hydrogeology*. Nico Goldscheider y David Drew (Eds.). Taylor & Francis, Londres (Reino Unido). 264 páginas.
- Cruz Jr., F.W., Karmann, I., Magdaleno, G.B., Coichev, N. y Viana Jr., O. (2005). Influence of hydrological and climatic parameters on spatial-temporal variability of fluorescence intensity and DOC of karst percolation waters in the Santana Cave System, Southeastern Brazil. *Journal of Hydrology* 302, 1–12.
- Cruz Sanjulián, J.J. (1974). Estudio geológico del sector Cañete la Real-Teba-Osuna (Cordillera Bética, región occidental). Tesis Doctoral. Universidad de Granada (España). 374 páginas.
- Cruz Sanjulián, J.J. (1976). Sobre la temperatura límite del termalismo. *Tecniterrae* 12, 45-54.
- Cruz Sanjulián, J.J. (1981). Evolución geomorfológica e hidrogeológica reciente en el sector Teba-Cañete la Real (Málaga) a la luz de la datación de formaciones travertínicas. *Boletín Geológico y Minero* 92 (4), 297-308.
- Cruz Sanjulián, J., Araguás, L., Rozanski, K., Benavente, J., Cardenal, J., Hidalgo, M.C., García-López, S., Martínez-Garrido, J.C., Moral, F. y Olías, M. (1992). Sources of precipitation over South-Eastern Spain and groundwater recharge. An isotopic study. *Tellus* 44B, 226-236.
- Cumberland, S.A. y Baker, A. (2007). The freshwater dissolved organic matter fluorescence – total organic carbon relationship. *Hydrological Processes* 21, 2093–9.
- Custodio, E. y Llamas, M. R. (1983). *Hidrología Subterránea*. 2ª edición. Ediciones Omega, Barcelona. 2.350 páginas.
- Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus* 16, 436-468.
- Deike, R.G. (1990). Dolomite dissolution rates and possible Holocene dedolomitization of water-bearing units in the Edwards aquifer, south-central Texas. *Journal of Hydrology* 112, 335–373.
- Desmarais, K. y Rojstaczer, S. (2002). Inferring source from measurements of carbonate spring response to storms. *Journal of Hydrology* 260, 118-134.
- DGOH-GHUMA (1995). Informe sobre los trabajos realizados en el marco del estudio hidrogeológico para el aprovechamiento de los acuíferos de la Sierra del Valle de Abdalajís y de la cuenca del Guadalteba para el abastecimiento a Málaga. Plan Metasequía, Confederación Hidrográfica del Sur y Grupo de Hidrogeología de la Universidad de Málaga. Informe inédito.

- DMA (2000). Directiva 2000/60/CE del Parlamento Europeo y del Consejo, de 23 de octubre de 2000 por la que se establece un marco comunitario de actuación en el ámbito de la política de aguas. Diario Oficial de las Comunidades Europeas.
- Doctor, D.H., Alexander, E.C.Jr., Petric, M., Kogovsek, J., Urbanc, J., Lojen, S. y Stichler, W. (2006). Quantification of karst aquifer discharge components through endmember mixing analysis using natural chemistry and isotopes as tracers. *Hydrogeology Journal* 14, 1171–1191.
- DPM (1988). Atlas hidrogeológico de la provincia de Málaga. Diputación Provincial de Málaga (España). 151 páginas.
- DPM-IGME-GHUMA (2007). Atlas hidrogeológico de la provincia de Málaga. Diputación Provincial de Málaga; Instituto Geológico y Minero de España; Grupo de Hidrogeología de la Universidad de Málaga. 3 tomos. 704 páginas.
- Drever, J.I. (1997). *The Geochemistry of Natural Waters*. Prentice Hall, New Jersey. 436 páginas.
- Drogue, C. (1980). Essai d'identification d'un type de structure de magasins caarbonatés, fissurés. Application à l'interprétation de certains aspects du fonctionnement hydrogéologique. *Mém. h sér. Soc. Géol. France* 11, 101-108.
- Durán, J.J. y López Martínez, J. (1989). Perspectiva general del karst en España. El karst en España. J.J. Durán Valsero y J. López Martínez (Eds.). *Monografías* 4, 13-28. Sociedad Española de Geomorfología, Madrid.
- Durán, J.J., García de Domingo, A., Linares, L. (2010). A disappearing wetland of karst origin: the laguna de la Alberca (Ronda, Málaga). En: Andreo, B., Carrasco, F., Durán, J.J. y LaMoreaux, J. (Eds.), *Advances in Research in Karst Media*, 355-360. Springer, Berlín-Heidelberg (Alemania).
- Dürr, S. (1963). Geologie de la Serranía de Ronda et son prolongement S. O. (Andalousie). *Geologica Romana* 6, 1-73.
- Dürr, S. (1967). Geologie der Serranía de Ronda und ihrer Südwestlichen Ausläufer (Andalusien). Tesis Doctoral. Universidad de Bonn (Alemania). 122 páginas.
- Edmunds, W.M., Cook, J.M., Darling, W.G., Kinniburgh, D.G. y Miles, D.L. (1987). Baseline geochemical conditions in the chalk aquifer, Berkshire, UK: a basis for groundwater quality management. *Applied Geochemistry* 2, 251–274.
- El Ouali, A., Mudry, J., Mania, J., Chauve, P., Elyamine, N. y Marzouk, M. (2000). Modalités d'alimentation d'aquifères profonds en régime semi-aride: apports des isotopes du milieu. Exemple du bassin crétacé d'Errachidia (Maroc). *Hydrogéologie* 4, 101-106.

-
- Emblanch, C., Blavoux, B., Puig, J.M. y Mudry, J. (1998). Dissolved organic carbon of infiltration within the autogenic karst hydrosystem. *Geophysical Research Letters* 25,1459-1462.
- Emblanch, C., Charmoille, A., Jimenez, P., Andreo, B., Mudry, J., Bertrand, C., Batiot, C. y Lastennet, R. (2006). Variabilité du type et de la qualité de l'information issue du traçage naturel en fonction des caractéristiques des systèmes étudiés. Quelques exemples français et espagnols. En: Goldscheider, N., Mudry, J., Savoy, L., Zwahlen, F. (eds.). *Proceedings of the 8th Conference on Limestone Hydrogeology*. Neuchâtel (Switzerland), 101-104.
- Epstein, S. y Mayeda, T. (1953). Variation of ^{18}O content of waters from natural sources. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 4, 213-224.
- Eriksson, E. y Khunakasem, V. (1969). Chloride concentrations in groundwater, recharge rate and rate of deposition of chloride in the Israel coastal plain. *Journal of Hydrology* 7(2), 178-179.
- EU (1995). Hydrogeological aspects of groundwater protection in karstic areas, EUR 16547. Brussels 7 European Commission, Directorate-General XII Science, Research and Development; 446 páginas.
- Fairchild, I.J., Borsato, A., Tooth, A.F., Frisia, S., Hawkesworth, C.J., Huang, Y.M., McDermott, F. y Spiro, B. (2000). Controls on trace element (Sr-Mg) compositions of carbonate cave waters: implications for speleothem climatic records. *Chemical Geology* 166, 255-269.
- Falcone, R., Falgiani, A., Parisse, B., Petitta, M., Spizzico, M. y Tallini, M. (2008). Chemical and isotopic ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, $\delta^{13}\text{C}$, ^{222}Rn) multi-tracing for groundwater conceptual model of carbonate aquifer (Gran Sasso INFN underground laboratory- central Italy). *Journal of Hydrology* 357, 368-388.
- Fernández, R. (1980). Investigaciones hidrogeológicas al N de Ronda (Málaga). Tesis de Licenciatura. Universidad de Granada (España). 214 páginas.
- Fernández, R., Pulido-Bosch, A. y Fernández Rubio, R. (1981). Bosquejo hidrogeológico de tres sistemas acuíferos kársticos al norte de Ronda (Málaga). I Simposio del Agua en Andalucía 2, 643-658. Granada (España).
- Fernández-Ruiz, L. (2007). De los sistemas acuíferos a las masas de agua subterránea. En: *Atlas Hidrogeológico de la provincia de Málaga*. Durán J.J. (Coord.). Tomo 2, 21-28. Diputación Provincial de Málaga; Instituto Geológico y Minero de España; Grupo de Hidrogeología de la Universidad de Málaga. 220 páginas.
- Ferrándiz 48 G.I.A. S.L. (2004). Estudio hidrogeológico de la Finca "Merinos Norte y su entorno", término municipal de Ronda (Málaga). Informe inédito.

- Ford, D.C. y Williams, P.W. (1989). Karst geomorphology and hydrology. Academic Division of Unwin Hyman Ltd. London. 601 páginas.
- Ford, D.C. y Williams, P.W. (2007). Karst Hydrogeology and Geomorphology. Wiley, Chichester. United Kingdom. 562 páginas.
- Freeze, R.A. y Cherry, J.A. (1979). Groundwater. Prentice Hall. New Jersey. 604 páginas.
- García-Cervigón, A., Martín-Algarra, A., Montealegre, L. y Vera, J.A. (1986-7). Estromatolitos pelágicos fosfatados relacionados con discontinuidades estratigráficas en el Cretácico del Penibético (provincia de Málaga). *Acta Geológica Hispánica* 21-22, 361-371.
- García-López, S. (1996). Los acuíferos carbonatados alpujárrides al SE de Sierra Nevada. Hidrodinámica, hidroquímica, hidrología isotópica y cartografía de las aguas subterráneas. Tesis Doctoral. Universidad de Granada (España). 391 páginas.
- Gat, J.R. y Garmi, I. (1987). Effect of climate changes on the precipitation patterns and isotopic composition of water in a climate transition zone: Case of Eastern Mediterranean Sea area. En: The influence of climate change and climatic variability on the hydrologic regime and water resources (Proceedings of the Vancouver Symposium). IAHS Publications 168, 513-523.
- Genereux, D. (1998). Quantifying uncertainty in tracer-based hydrograph separations. *Water Resources Research* 34 (4), 915-919.
- Goldscheider, N. (2005). Fold structure and underground drainage pattern in the alpine karst system Hochifen-Gottesacker. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 98 (1), 1-17.
- Goldscheider, N. y Drew, D. -Eds- (2007). *Methods in Karst Hydrogeology*. Taylor & Francis, Londres (Reino Unido). 264 páginas.
- Gonfiantini, R. (1978). Standard for stable isotope measurements in natural compounds. *Nature* 271, 534-536.
- Grillot, J.C. (1977). A propos de méthodologies d'analyses quantitatives, é l'échelle régionale, de champs de fractures: premiers résultats d'une application. (Methodologies for quantitative analyses, at a regional level, of fracture fields: first results). *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique* 19 (3), 219-234.
- Gupta, P., Noone, D., Galewsky, J., Sweeney, C. y Vaughn, B. (2009). Demonstration of high-precision continuous measurements of water vapor isotopologues in laboratory and remote field deployments using wavelength-scanned cavity ring-down spectroscopy (WS-CRDS) technology. *Rapid Communications in Mass Spectrometry* 23, 2534-2542.
- Hantush, M. S. (1956). Analysis of data from pumping tests in leaky aquifers. *American Geophysical Union Trans.* 37, 702-714.

-
- Hartmann, A., Barberá, J. A., Lange, J., Andreo, B. y Weiler, M. (2013). Progress in the hydrologic simulation of time variant recharge areas of karst systems – exemplified at a karst spring in Southern Spain. *Advances in Water Resources* 54, 149-160.
- Hayes, M.H.B., McCarthy, P., Malcolm, R.L. y Swift, R.S. (1989). *Humic Substances II. Search of Structure*. Chichester. Wiley.
- Hötzl, H. y Werner, A. -Eds- (1992). *Tracer hydrology*. Blakema, Rotterdam (Países Bajos). 464 páginas.
- Hudson, N., Baker, A., Ward, D., Reynolds, D.M., Brunson, C. y Carliell-Marquet, C. (2008). Can fluorescence spectrometry be used as a surrogate for the Biochemical Oxygen Demand (BOD) test in water quality assessment? An example from South West England. *Science of Total Environment* 391,149–58.
- Hunkeler, D. y Mudry, J. (2007). Hydrochemical methods. En: Goldscheider, N., Drew, D.P. (Eds.), *Methods in Karst Hydrogeology*. Taylor & Francis, London. United Kingdom. 93–121.
- IAEA (1981). Statistical treatment of environmental isotope data in precipitation. Technical Report Series No. 206. International Atomic Energy Agency, Vienna. 225 páginas.
- IAEA (2005). Isotopic composition of precipitation in the Mediterranean Basin in relation to air circulation patterns and climate. IAEA-TECDOC-1453. 223 páginas.
- IGME (1983). Investigación hidrogeológica de las cuencas del sur de España (Sector Occidental). Sistemas acuíferos nº 35 Mioceno Detrítico de Ronda y nº 36 Mesozoico Calizo Dolomítico de la Serranía de Ronda. Informe técnico nº 4, inédito. P.N.I.A.S, Instituto Geológico y Minero, Madrid (España).
- IGME-Junta de Andalucía (1998). Atlas hidrogeológico de Andalucía. Instituto Geológico y Minero de España; Junta de Andalucía. 216 páginas.
- IGME-GHUMA. 2003. Estudios metodológicos para la estimación de la recarga en diferentes tipos de acuíferos carbonáticos: aplicación a la Cordillera Bética. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. 3 tomos.
- Jacobson, R.L. y Langmuir, D. (1974). Controls on the quality of some carbonate spring waters. *Journal of Hydrology* 106, 1023–1045.
- Jeannin, P.Y. (1990). Températures dans la zone vadose du karst. *Bulletin Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel* 9, 89-102.
- Jeannin, P.Y. (1996). Structure et comportement hydraulique des aquifères karstiques. Tesis Doctoral. Universidad de Neuchâtel (Suiza). 237 páginas.
- Jiménez, P., Fernández, R. y Jiménez-Fernández, P. (2007). Sierras Hidalga-Merinos-Blanquilla (M.A.S. 060.043). En: *Atlas Hidrogeológico de la provincia de Málaga*. Durán

- J.J. (Coord.). Tomo 2, 49-58. Diputación Provincial de Málaga; Instituto Geológico y Minero de España; Grupo de Hidrogeología de la Universidad de Málaga. 220 páginas.
- Jiménez, P. (2010). Caracterización hidrogeológica de acuíferos carbonáticos del sur de España a partir de sus respuestas naturales. Tesis Doctoral. Instituto del Agua y Universidad de Granada (España). 412 páginas.
- Käss, W. (1998). Tracing technique in geohydrology. Balkema, Rotterdam (Países Bajos). 581 páginas.
- Kessler, H. (1967). Water balance investigations in the karstic regions of Hungary. Symposium on Hydrology of Fractured Rocks, Dubrovnik (Yugoslavia), AIHS-UNESCO 1, 91-95.
- Király, L. (1968). Eléments structuraux et alignement de phénomènes karstiques (Région du goufre du Petit-Pré de Saint-Livres, Jura vaudois). Bull. Soc. Neuchâteloise Sc. Nat. 91, 127-146.
- Kohfahl, K., Sprenger, C., Benavente, J., Meyer, H., Fernández, F. y Pekdeger, A. (2008). Recharge sources and hydrogeochemical evolution of groundwater in semiarid and karstic environments: A field study in the Granada basin (Southern Spain). Applied Geochemistry 23, 846-862.
- Kovács, A., Perrochet, P., Király, L. y Jeannin, P.Y. (2005). A quantitative method for the characterisation of karst aquifers based on spring hydrograph analysis. Journal of Hydrology 303, 152-164.
- Langmuir, D. (1971). Geochemistry of some carbonate groundwaters in Central Pennsylvania. Geochimica and Cosmochimica Acta 35, 1023-1045.
- Larruzea, I. (2007). Hidrogeología de las sierras de Badaia y Arkamo (U.H. Calizas de Subijana, País Vasco). Investigación mediante la aplicación conjunta de diversas técnicas con especial incidencia en la dinámica intra-pozo. Tesis Doctoral. Universidad del País Vasco (España). 462 páginas.
- Lastennet, R. (1994). Role de la zone non saturée dans le fonctionnement des aquifères karstiques. Approche par l'étude physico-chimique et isotopique du signal d'entrée et des exutoires du massif du Ventoux (Vaucluse). Tesis Doctoral. Universidad de Avignon (Francia). 239 páginas.
- Lastennet, R. y Mudry, J. (1995). Impact d'un événement pluvieux exceptionnel sur le fonctionnement du système karstique – Cas de l'orage du 22/9/92 à Vaison-la-Romaine (Vaucluse, Sud-Est de la France). C R Geoscience 2a 320, 953-959.
- Lastennet, R. y Mudry, J. (1997). Role of rainfall and karstification in the behaviour of a heterogeneous karst system. Environmental Geology 32 (2), 114-123.

-
- Lhénaff, R. (1977). Recherches géomorphologiques sur les Cordillères Bétiques centro-occidentales (Espagne). Tesis Doctoral. Universidad de París (Francia). 713 páginas.
- Lhumann, A., Covington, M., Peters, A., Alexander, S., Anger, C., Green, J., Runkel, A., y Alexander Jr., E. (2010). Classification of thermal patterns at karst springs and cave streams. *Groundwater* 49, 324-335.
- Liñán, C. (2003). Hidrogeología de acuíferos carbonatados de la Unidad Yunquera-Nieves (Málaga). Tesis Doctoral. Universidad de Granada (España). 317 páginas.
- Liñán, C., Andreo, B., Mudry, J. y Carrasco, F. (2009). Groundwater temperature and electrical conductivity as tools to characterize flow patterns in carbonate aquifers: The Sierra de las Nieves karst aquifer, southern Spain. *Hydrogeology Journal* 17 (4), 843-853.
- Linares, L. (2007). Acuíferos de la provincia de Málaga. En: Atlas Hidrogeológico de la provincia de Málaga. Durán J.J. (Coord.). Tomo 1, 97-104. Diputación Provincial de Málaga; Instituto Geológico y Minero de España; Grupo de Hidrogeología de la Universidad de Málaga. 296 páginas.
- López-Chicano, M. (1992). Contribución al conocimiento del sistema hidrogeológico kárstico de Sierra Gorda y su entorno (Granada y Málaga). Tesis Doctoral. Universidad de Granada (España). 387 páginas.
- López-Chicano, M., Bouamama, M., Vallejos, A. y Pulido-Bosch, A. (2001). Factors which determine the hydrochemical behaviour of karst spring. A case study of Betic Cordilleras, Spain. *Applied Geochemistry* 16, 1179-1192.
- López-Vera, F. y Sáiz, J. (1975). Cálculo de la infiltración eficaz en materiales carstificados. Aplicación al macizo kárstico de Cabra (Córdoba). *Tecniterrae*, 32-41.
- Ma, R., Wang, Y., Sun, Z., Zheng, C., Ma, T. y Prommer, H. (2011). Geochemical evolution of groundwater in carbonate aquifers in Taiyuan, northern China. *Applied Geochemistry* 26, 884-897.
- Malard, F. y Chapuis, R. (1995). Temperature logging to describe the movement of sewage-polluted surface water infiltrating into a fractured rock aquifer. *Journal of Hydrology* 173, 195-217.
- Mangin, A. (1970). Contribution à l'étude des aquifères karstiques à partir de l'analyse des courbes de décrue et tarissement. *Annales Spéléologie* 25 (3), 581-610.
- Mangin, A. (1975). Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques (I). Tesis Doctoral. Universidad de Dijon (Francia). *Annales Spéléologie* 29 (3), 283-332; 29 (4), 495-601; 30 (1), 21-214.
- Marín, A.I. (2009). Los Sistemas de Información Geográfica aplicados a la evaluación de recursos hídricos y a la vulnerabilidad a la contaminación de acuíferos carbonatados.

- Caso de la Alta Cadena (provincia de Málaga). Tesis de Licenciatura. Universidad de Málaga (España). 131 páginas.
- Martín-Algarra, A. y Vera, J.A. (1996). Paloe karren landforms on a Mesozoic pelagic plateau (Penibetic, Betic Cordillera, Southern Spain). En: Fornós, J.J. y Ginés, A. -Eds.-. Karren Landforms, 297-321. Universidad de las Islas Baleares. Palma de Mallorca.
- Martín-Algarra, A. (1997). Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Externas de la Cordillera Bética. Tesis Doctoral. Universidad de Granada (España). 1171 páginas.
- Martín-Algarra, A. (2008). El Subbético en las provincias de Málaga y Cádiz. En: Vera, J.A. y Molina, J.M. (coord.). Proyecto Andalucía. Tomo 26. Geología II, 69-82. Publicaciones Comunitarias, Grupo Hércules. 376 páginas.
- Martos-Rosillo, S. (2008). Investigación hidrogeológica orientada a la gestión racional de acuíferos carbonáticos sometidos a un uso intensivo del agua subterránea. El caso de la Sierra de Estepa (Sevilla). Tesis Doctoral. Universidad de Granada (España). 538 páginas.
- Martos-Rosillo, S., Rodríguez-Rodríguez, M., Moral, F., Cruz Sanjulián, J.J. y Rubio, J.C. (2009). Analysis of groundwater mining in two carbonate aquifers in Sierra de Estepa (SE Spain) based on hydrodynamic and hydrochemical data. *Hydrogeology Journal* 17, 1617-1627.
- Massei, N., Mahler, B.J., Bakalowicz, M., Fournier, M. y Dupont, J.P. (2007). Quantitative interpretation of specific conductance frequency distributions in karst. *Ground Water* 45 (3), 288-293.
- Melloul, A. y Collin, M. (1992). The principal components statistical method as a complementary approach to geochemical methods in water quality factor identification: application to the Coastal Plain aquifer of Israel. *Journal of Hydrology* 140, 49-73.
- Moore, P., Martin, J. y Sreaton, E. (2009). Evidence of recharge, mixing, and controls on spring discharge in a eogenetic karst system. *Journal of Hydrology* 376, 443-455.
- Moral, F., Cruz-Sanjulián J. y Olías, M. (2008). Geochemical evolution of groundwater in the carbonate aquifers of Sierra de Segura (Betic Cordillera, southern Spain). *Journal of Hydrology* 360, 281-296.
- Morales, T. (1991). Estudio hidrogeológico de la zona norte de Vizcaya. Tesis Doctoral. Universidad del País Vasco, Bilbao (España). 503 páginas.
- Morales, T., Valderrama, I., Uriarte, J.A., Antigüedad, I. y Olazar, M. (2007). Predicting travel times and transport characterization in karst conduits by analyzing tracer-breakthrough curves. *Journal of Hydrology* 334 (1-2), 183-198.

-
- Mudarra, M. y Andreo, B. (2011). Relative importance of the saturated and the unsaturated zones in the hydrogeological functioning of karst aquifers. The case of Alta Cadena (southern Spain). *Journal of Hydrology* 397, 263–280.
- Mudarra, M., Andreo, B. y Baker, A. (2011). Characterisation of dissolved organic matter in karst spring waters using intrinsic fluorescence: relationship with infiltration processes. *Science of Total Environment* 409 (18), 3448-3462.
- Mudarra, M. (2012). Importancia relativa de la zona no saturada y de la zona saturada en el funcionamiento hidrogeológico de los acuíferos carbonáticos. Caso de la Alta Cadena, Sierra de Enmedio y Área de los Tajos (provincia de Málaga). Tesis Doctoral. Universidad de Málaga (España). 557 páginas.
- Mudarra, M., Andreo, B., Marín, A.I., Vadillo, I. y Barberá, J.A. (2014). Combined use of natural and artificial tracers to know the hydrogeological functioning of a karst aquifer: the Villanueva del Rosario system (Andalusia, southern Spain). *Hydrogeology Journal*, doi 10.1007/s10040-014-1117-1.
- Mudry, J. (1981). Sur l'origine des gradients de teneurs isotopiques et géochimiques dans les eaux karstiques du Jura (France). *Journal of Hydrology* 50, 167-178.
- Mudry, J. y Blavoux, B. (1986). Utilisation de l'analyse en composantes principales (sur variables centrées réduites) pour l'étude du fonctionnement hydrocinématique de trois aquifères karstiques du Sud-Est de la France. *Hydrogéologie* 1, 53–59.
- Mudry, J. (1987). Apport du traçage physico-chimique naturel à la connaissance hydrocinématique des aquifères carbonatés. Tesis Doctoral. UFR Sciences et Techniques de Franche Comté, Besançon (Francia). *Géologie*, 4. 383 páginas.
- Musgrove, M., Stern, L.A. y Banner, J.L. (2010). Springwater geochemistry at Honey Creek State Natural Area, central Texas : Implications for surface water and groundwater interaction in a karst aquifer. *Journal of Hydrology* 388, 144-156.
- Neuman, S.P. y Witherspoon, P.A. (1969). Theory of flow in a confined two aquifer system. *Water Resources Research* 5, 803–816.
- O'Driscoll, M. y DeWalle, D. (2006). Stream-air temperature relations to classify stream-groundwater interactions in a karst setting, central Pennsylvania, USA. *Journal of Hydrology* 329, 140-153.
- Padilla, A. (1990). Modelos matemáticos aplicados al estudio de acuíferos kársticos. Tesis Doctoral. Universidad de Granada (España). 267 páginas.
- Padilla, A., Delgado, J., Castillo, E., Rodríguez, L., Hernández-Bravo, J.A. y Fernández, M. (2011). Tratamiento y gestión de series temporales hidrológicas. Programa TRASERO v.2.0. Diputación Provincial de Alicante, Alicante (España). 64 páginas.

- Palmer, C.D. y Cherry, J.A. (1984). Geochemical evolution of groundwater in sequences of sedimentary rocks. *Journal of Hydrology* 75, 27–65.
- Panno, S., Hackley, K., Hwang, H. y Kelly, W. (2001). Determination of the sources of nitrate contamination in karst springs using isotopic and chemical indicators. *Chemical Geology* 179, 113-128.
- Papadopoulos, I.S. (1965). Nonsteady flow to a well in an infinite anisotropic aquifer. *Proceedings of Dubrovnik Symposium on the Hydrology of Fractured Rocks. IAHS*, 21–31.
- Patel-Sorrentino, N., Mounier, S. y Benaim, J.Y. (2002). Excitation–emission fluorescence matrix to study pH influence on organic matter fluorescence in the Amazon basin rivers. *Water Research* 36(10), 2571–81.
- Parkhurst, D.L. y Appelo, C.A.J. (1999). User's guide to PHREEQC (Version 2) – a computer program for speciation, batchreaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. US Geol. Survey, Water Res. Inv. 99-4259. 310 páginas.
- Perrin, J., Jeannin, P.Y. y Zwahlen, F. (2003). Implications of the spatial variability of infiltration-water chemistry for the investigation of a karst aquifer: a field study at Milandre test site, Swiss Jura. *Hydrogeology Journal* 11, 673-686.
- Plata, A. (1994). Composición isotópica de las precipitaciones y aguas subterráneas de la Península Ibérica. Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX). 139 páginas.
- Plummer, L. (1977). Defining reactions and mass transfer in part of Floridan aquifer. *Water Resources Research* 13, 801-812.
- Plummer, L.N., Parkhurst, D.L. y Wigley, T.M.L. (1979). Critical review of kinetics of calcite dissolution and precipitation. En: Jenne, E.A. (Eds.), *Chemical Modelling in Aqueous Systems, Speciation, Sorption, Solubility and Kinetics*. Am. Chem. Soc. Symp. Ser. 93, 537–573.
- Plummer, L.N., Busby, J., Lee, R. y Hanshaw, B. (1990). Geochemical modelling of the Madison aquifer in parts of Montana, Wyoming, and south Dakota. *Water Resources Research* 26, 1981-2014.
- Plummer, L.N., Prestemon, E.C. y Parkhurst, D.L. (1994). An interactive code Netpath for modelling net geochemical reactions along a flow path, version 2.0. U.S. Geological Survey. *Water Resources Investigations Report*, 94-4169.
- Pronk, M., Goldscheider, N. y Zopfi, J. (2006). Dynamics and interaction of organic carbon, turbidity and bacteria in a karst aquifer system. *Hydrogeology Journal* 14, 473-484.
- Ravbar, N., Barberá, J.A., Petric, M., Kogovsek, J. y Andreo, B. (2012). The study of hydrodynamic behaviour of a complex karst system under low-flow conditions using

natural and artificial tracers (springs of the Unica River, SW Slovenia). *Environmental Earth Sciences* 65, 2259–2272.

Razack, M. (1980). Approche quantitative de l'effet d'échelle sur le relevé de la fracturation par photo-interprétation dans l'étude de la géométrie des réservoirs fissurés. (Quantitative approach of the scaling effect on fracturation analysis by interpreting aerial graphs for the study of the geometry of fissured reservoirs). *Mémoires hors série de la Société géologique de France* 11, 81–90.

Rindsberger, M., Magaritz, M., Carmi, I., y Gilad, D. (1983). The relation between air mass trajectories and the water isotope composition in the Mediterranean Sea. *Geophysical Review Letters* 10, 43-46.

Rossum, J.R. (1975). Checking the accuracy of water analyses through the use of conductivity. *J. Amer. Water Works Assoc.* 67, 204.

Ryan, M. y Meiman, J. (1996). An examinations in water quality at a karst spring in Kentucky. *Groundwater* 34, 23-30.

Sánchez-Monedero, M.A., Roig, A., Pareded, C. y Bernal, M.P. (2001). Nitrogen transformation during organic waste composting by the Rutgers system and its effect on pH, EC and maturity of the composting mixtures. *Bioresource Technology* 78, 301-308.

Sánchez-Navarro, J.A., Coloma, P. y Pérez-García, A. (2004). Evaluation of geothermal flow at the Springs in Aragón (Spain), and its relation to geologic structure. *Hydrogeology Journal* 12, 601-609.

Sapek, A. (2005). Agricultural activities as a source of nitrates in groundwater. En: Razowsko-Jaworek, L., Sadurski, A. (eds.). *Nitrates in groundwater*. Taylor & Francis, London, 3-15.

Schaer, J. P., Stettler, R., Aragno, P. O., Burkhard, M. y Meia, J. (1998). Géologie du Creux du Van et des Gorges de l'Areuse. En : *Nature au Creux du Van*, Editions du Club Jurassien, 143–215.

Schoeller, H. (1962). *Les eaux souterraines*. Masson, París. 642 páginas.

Senciales, J.M. (2007). El clima en la provincia de Málaga. En: *Atlas Hidrogeológico de la provincia de Málaga*. Durán J.J. (Coord.). Tomo 1, 49-58. Diputación de Málaga; Instituto Geológico y Minero de España. Madrid (España). 296 páginas.

Senesi, N., Miano. T.M., Provenzano, M.R. y Brunett, G. (1991). Characterization, differentiation, and classification of humic substances by fluorescence spectroscopy. *Soil Sciences* 152, 259–71.

Serrano, F. (1979). Los foraminíferos planctónicos del Mioceno superior de la cuenca de Ronda y su comparación con los de otras áreas de las Cordilleras Béticas. Tesis Doctoral. Universidad de Málaga (España). 272 páginas.

- SGOP (1990). Unidades hidrogeológicas de la España peninsular e Islas Baleares. Servicio Geológico de Obras Públicas. Informe inédito.
- Shuster, E.T. y White, W.B. (1971). Seasonal fluctuations in the chemistry of limestone springs: a possible means for characterizing carbonate aquifers. *Journal of Hydrology* 14, 93-128.
- Shuster, E.T. y White, W.B. (1972). Sources areas and climatic effects in carbonate groundwaters determined by saturation indices and carbon dioxide pressures. *Water Resources Research* 8 (4), 1067-1073.
- Thauvin, J.P. (1981). Alimentación y descarga del macizo kárstico del Torcal de Antequera (Málaga). I Simposio del Agua en Andalucía 1, 379-386. Granada (España).
- Theis, C.V. (1935). The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage. *American Geophysical Union Trans.* 16, 519-524.
- Thornthwaite, C. W. (1948). An approach toward rational classification of climate. *Geographical Review* 38 (1), 55-94.
- Toran. L. y White, W.B. (2005). Variation in nitrate and calcium as indicators of recharge pathways in Nolte spring, PA. *Environmental Geology* 48 (7), 854-860.
- TRAGSATEC/Agencia Andaluza del Agua (2009). Trabajos de mejora del conocimiento y protección contra la contaminación y deterioro del estado de las masas de agua subterránea de las Demarcaciones Hidrográficas Andaluzas de carácter intracomunitario, conforme a lo establecido en las Directivas 2000/60/CE y 2006/118/CE.
- Vera, J.A. -Ed.- (2004). Geología de España. Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. 890 páginas.
- Vesper, D.J., Loop, C. y White, W.B. (2001). Contaminant transport in karst aquifers. *Theoretical and Applied Karstology* 13-14, 101-111.
- White, W.B. (1988). *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains*. Oxford University Press, New York. 464 páginas.
- Wigley, T., (1973). The incongruent solution of dolomite. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 37, 1397-1402.
- Williams, P.W. y Ford, D.C. (2006). *Zeitschrift für Geomorphologie* 147, 1-2.
- Wolery, T.J. (1992). EQ3NR, a computer program for Geochemical Aqueous Speciation-Solubility Calculations: theoretical manual, user's guide and related documentation (Version 7.0.). Report UCLR-MA-110662 Pt III. Lawrence Livermore National Laboratory, Livermore, United States of America.

-
- Worthington, S. y Gunn, J. (2009). Hydrogeology of carbonate aquifers: a short history. *Ground Water (historical note)* 47 (3), 462-467.
- Yurtsever, Y., y Gat, J.R. (1981). Atmospheric waters. En: *Stable isotope hydrology: deuterium and oxygen-18 in the water cycle* (ed. J.R. Gat and R. Gonfiantini). International Atomic Energy Agency, Vienna. 103-142.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Distribución de los afloramientos de rocas carbonáticas, susceptibles de ser karstificados, en el continente europeo y áreas próximas (Ford y Williams, 1989; Williams y Ford, 2006; Ford y Williams, 2007).....	1
Figura 1.2. Modelo esquemático de un macizo kárstico en el que se representan algunas formas exo- y endokársticas y su relación con el funcionamiento hidrogeológico del sistema (Schaer et al., 1998).....	3
Figura 1.3. Situación geográfica del área de estudio.....	5
Figura 1.4. Características topográficas, núcleos de población y principales vías de acceso del área de estudio.....	7
Figura 1.5. Matriz de excitación-emisión (MEE), generada a partir de técnicas espectrofluorométricas, en la que se reconocen los picos de intensidad máxima de fluorescencia detectados comúnmente en las aguas subterráneas procedentes de acuíferos carbonáticos (tomado de Mudarra, 2012).....	16
Figura 1.6. Clasificación propuesta por Mangin (1970, 1975) para el estudio de acuíferos kársticos: parámetro <i>i</i> (A), parámetro <i>k</i> (B) y parámetros <i>i-k</i> (C). ZNS: zona no saturada.....	20
Figura 1.7. Ejemplos de análisis estadísticos aplicados a parámetros hidroquímicos. (A) Uso de la variación de la dureza total propuesto por Shuster y White (1971). (B) Análisis de la distribución de curvas de frecuencia (CDF) de la conductividad eléctrica (Bakalowicz, 1977). (C) Metodología desarrollada por Massei et al. (2007), basada en la interpretación cuantitativa de la CDF (descomposición del histograma en curvas individuales de distribución normal).....	21
Figura 2.1. Contexto geográfico y geológico del área de estudio (recuadro negro), y principales unidades estructurales que constituyen la Cordillera Bética (tomado de Vera, 2004).....	27
Figura 2.2. Distribución espacial de los afloramientos del Subbético Interno occidental en el tercio occidental de la Cordillera Bética y relaciones con otras unidades estructurales (tomado de Martín-Algarra, 2008).....	28
Figura 2.3. Columnas estratigráficas representativas del dominio Subbético Interno occidental en el área de estudio (tomadas de Martín-Algarra, 1987).....	30
Figura 2.4. (A) Afloramiento de arcillas versicolores con evaporitas del Triásico superior -Keuper- (Grupo Hidalgo) en el Valle de Lifa. (B) Macizo de calizas jurásicas de la parte alta de Sierra Hidalgo, donde se pueden diferenciar las formaciones Endrinal (calizas masivas, en la parte inferior) y Torcal (calizas nodulosas, en la parte superior) del Grupo Líbar. (C) Discontinuidad estratigráfica intracretácica, paleokarst, al NE del Cerro de Matagayar. (D) Detalle de un afloramiento de margas y margocalizas cretácicas (Fm. Capas Rojas) del Grupo Espartina, en la carretera que une las poblaciones de El Burgo y Ronda (A-366).....	31
Figura 2.5. (A) Relieves alomados desarrollados sobre los materiales del Flysch del Campo de Gibraltar al N de la Sierra de Ortega. (B) Vista de la Depresión de Ronda (donde predominan los terrenos cultivados) desde la vertiente N de Sierra Hidalgo.....	33
Figura 2.6. Ejemplo de plegamiento y fracturación de estructuras geológicas del Subbético Interno occidental o Penibético: rotura del flanco N del anticlinal de Sierra Blanquilla mediante una superficie de cabalgamiento en la carretera El Burgo-Ronda (A-366, km 15,2).....	35
Figura 2.7. Mapa de isovalores de cota absoluta del techo de las calizas jurásicas, obtenido a partir de los datos de sondeos eléctrico-verticales (SEV) de las campañas de prospección geofísica realizadas por el IGME (1983) y la DGOH-GHUMA (1995) en la zona nororiental del área de estudio.....	39
Figura 2.8. Mapa de isovalores de cota del techo de las calizas jurásicas, obtenido a partir de los datos de prospección electromagnética -SED- (DGOH-GHUMA, 1995) en la zona nororiental del área de estudio.....	41

Figura 2.9. Localización de las estaciones de medida de fracturación y diagramas de frecuencia de la orientación de las fracturas medida en campo (modificado de Fernández, 1980). El análisis de los datos se ha llevado a cabo por estaciones, por macizos (M: Merinos, C: Colorado y B: Blanquilla) y considerando el conjunto de medidas.....	43
Figura 2.10. Distribución de la altitud en el área de estudio. El recuadro superior izquierdo muestra el histograma de frecuencias de los valores de cota topográfica y la curva hipsométrica.....	45
Figura 2.11. Mapa de pendientes en el área de estudio y diagrama de frecuencias de la pendiente.....	46
Figura 2.12. Red de drenaje y principales cuencas hidrográficas del área de estudio. El gráfico superior izquierdo muestra un ejemplo de área endorreica al SO de la Sierra de Carrasco.....	48
Figura. 2.13. (A) Laguna de la Alberca, situada en la zona endorreica que hay al SO de Sierra Colorado (febrero de 2013). Al fondo y más elevada, se aprecia Sierra Hidalga. (B) Vista del Río Grande (agosto de 2007) y de la vertiente O de Sierra Hidalga. (C) Dique en el Río Turón, situado a pocos metros aguas abajo del manantial de la Hierbabuena. (D) Estación de aforos en el Río Guadalteba, al N de Sierra de Ortégicar (septiembre de 2007), la cual se observa al fondo.....	49
Figura 2.14. Mapa geomorfológico del área de estudio realizado a partir de las descripciones de Fernández (1980) y de las observaciones de campo llevadas a cabo durante la presente investigación.....	51
Figura 2.15. Tipos de lapiazes y formas kársticas asociadas en el área de estudio: (A) Lapiaz con morfologías subredondeadas cubierto por una capa centimétrica de suelo, en el altiplano de Sierra Hidalga. (B) Lapiaz en aristas (descubierto), con lajas de calizas de un metro de altura, localizado en la misma sierra; (C, D) Rillenkarren o acanaladuras formadas en la roca por la acción del agua de lluvia, en Sierra Hidalga y en el Pico del Viento (Sierra Blanquilla, donde además se aprecian formas circulares centimétricas denominadas pits), respectivamente. (E) Kamenitzas o formas de disolución de la caliza con fondo plano y de tamaño generalmente centimétrico. (F) Detalle de un pavimento kárstico en Sierra Hidalga.....	53
Figura. 2.16. Ejemplos de dolinas y uvalas en el altiplano de Sierra Hidalga. (A) Dolina de grandes dimensiones con tres sumideros kársticos (véanse las flechas negras). (B) Campo de dolinas en el que se distinguen cuatro depresiones kársticas de diferentes dimensiones. (C) Coalescencia de dos dolinas (uvala). (D) Área cerrada de origen tectónico -extremo O de Sierra Blanquilla- drenada por un sumidero kárstico (véase flecha blanca), en cuyo fondo afloran arcillas triásicas.....	54
Figura 2.17. Algunas depresiones topográficas en el área de estudio: (A) Valle de Lifa, entre las sierras Blanquilla -izquierda- e Hidalga -derecha-. (B) Añoreta, en la parte central de Sierra Blanquilla. (C) Majaco, situada al SO de Sierra de Carrasco.....	55
Figura 2.18. Modelados kársticos en la Serranía oriental de Ronda: (A) de tipo ruiniforme, en el altiplano de Sierra Hidalga y (B) "en bancos", con estratos de espesor métrico, en el Pico del Viento (Sierra Blanquilla).....	57
Figura 2.19. (A) Vista -desde el S- del Tajo del Molino (Sierra de Peñarrubia), originado por el Río de la Venta. (B) Encajamiento del Arroyo de Buenavista, afluente del Río Turón, en las calizas del extremo NE de Sierra Hidalga.....	57
Figura 2.20. Depósitos travertínicos (A, B, C, D y E) del área de estudio. Las litologías corresponden con las representadas en el mapa geológico adjunto a esta Memoria. La situación de los afloramientos de travertinos en el área de estudio se muestra en la figura 2.14.....	58
Figura 2.21. Cortes geológicos de los afloramientos de travertinos del área de estudio: Valle de Lifa (A), Cuevas del Becerro (B), La Mesa (C), Serrato (D) y Río de la Venta (E). Las litologías corresponden a las representadas en la figura 2.20 y en el mapa geológico adjunto.....	59

Figura 3.1. Mapa de precipitaciones de la provincia de Málaga (modificado de Senciales, 2007), en el que se indica la situación del área de estudio.....	64
Figura 3.2. Distribución de la temperatura del aire en la provincia de Málaga (modificado de Senciales, 2007).....	65
Figura 3.3. Estaciones pluviométricas: (A y B) Pluviógrafo y (C) estación meteorológica automática, instalados con motivo de la presente investigación en los cortijos de Las Pilas (S de sierra Colorado) y de Añoreta (altiplano de sierra Blanquilla), respectivamente.....	66
Figura 3.4. Situación de las estaciones pluviométricas y termopluviométricas en el área de estudio, así como de los puntos de muestreo del agua de lluvia para análisis hidroquímico e isotópico.....	67
Figura 3.5. Mapa de isoyetas correspondiente al año 2009/10, el más húmedo (1.133 mm) del período 1964/65-2009/10.....	72
Figura 3.6. Mapa de isoyetas correspondiente al año medio del período 1964/65-2009/10, con una pluviometría de 615 mm (valor medio aritmético) y 683 mm (valor medio obtenido por planimetría de isoyetas).....	73
Figura 3.7. Mapa de isoyetas correspondiente al año 1998/99, el más seco (265 mm) del período 1964/65-2009/10.....	74
Figura 3.8. Relación entre la precipitación media y la altitud de las estaciones de medida y gradiente pluviométrico calculado en el área de estudio para el período 1964/65-2009/10.....	75
Figura 3.9. Distribución temporal de las precipitaciones medias anuales durante el período 1964/65-2009/10. Años tipo: húmedo (azul), seco (amarillo) y medio (blanco).....	76
Figura 3.10. Desviación anual y acumulada de los valores de precipitación de la serie histórica (1964/65-2009/10) con respecto a la precipitación media aritmética de las estaciones del área de estudio. Años tipo: húmedo (azul), seco (amarillo) y medio (blanco).....	77
Figura 3.11. Precipitaciones medias mensuales y valores acumulados para el conjunto de estaciones durante el período 1964/65-2009/10.....	78
Figura 3.12. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2007/08. La precipitación media (aritmética) es de 583 mm.....	80
Figura 3.13. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2008/09. La media aritmética de la precipitación es de 655 mm.....	81
Figura 3.14. Valores de precipitación anual durante el período de estudio. El área gris representa el intervalo de valores correspondiente al año tipo medio. Pm: precipitación media aritmética.....	82
Figura 3.15. Evolución de las precipitaciones mensuales durante el período de investigación (2007/08-2009/10).....	83
Figura 3.16. Registro de la precipitación diaria en la estación de Cuevas del Becerro durante los años 2007/08, 2008/09 y 2009/2010. Las áreas grises representan los principales períodos de precipitación descritos en el texto.....	83
Figura 3.17. Valores de la precipitación media mensual y acumulada del conjunto de estaciones pluviométricas utilizadas para el análisis del período 2007/08-2009/10 (Tab. 3.5).....	84
Figura 3.18. Proporciones relativas (%) de los componentes químicos mayoritarios de las aguas de lluvia recogidas en el área de estudio durante el período de investigación (2007/08-2009/10).....	87
Figura 3.19. Análisis de Componentes Principales (ACP) efectuado con los datos de composición química de las aguas de lluvia: (A) espacio de las variables y (B) de las unidades estadísticas.....	88
Figura 3.20. Representación de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ frente a los de $\delta^2\text{H}$ de las muestras de lluvia recogidas durante el período de estudio. Se adjuntan las ecuaciones que definen las líneas meteóricas representadas (Global, del Mediterráneo occidental y Local).....	93

Figura 3.21. Evolución de la temperatura del aire media anual en las estaciones termométricas consideradas en el área de estudio, durante el período 1981/82-1997/98.....	96
Figura 3.22. Valores de la temperatura media mensual del aire en varias estaciones termométricas durante el período 1981/82-1997/98.....	97
Figura 3.23. Relación entre la temperatura del aire y la altitud de las estaciones termométricas consideradas en el análisis del período 1981/82-1997/98.....	98
Figura 3.24. Variaciones de la temperatura media mensual del aire de las estaciones termométricas del área de estudio durante el período de investigación.....	99
Figura 4.1. Definiciones administrativas de los acuíferos carbonáticos incluidos en el área de estudio, realizada por distintos organismos públicos (modificado de Fernández Ruíz, 2007).....	103
Figura 4.2. Hidrogramas de los principales manantiales aforados en el área de estudio durante el período comprendido entre julio de 2007 y mayo de 2010. El hidrograma del “área de descarga de Sierra Blanquilla” incluye los caudales de los manantiales de El Burgo (M-15), Hierbabuena (M-14), Tp1-Hierbabuena (M-11) y Tp2-Hierbabuena (M-9).....	116
Figura 4.3. Columnas litológicas de sondeos del área de estudio. Se representan los tramos de materiales con mayor grado de fracturación y/o karstificación, así como las profundidades de los contactos litológicos. El espacio en blanco con signo de interrogación en el sondeo S-41 indica pérdida total de detritus durante la perforación de este tramo.....	119
Figura 4.4. Evolución piezométrica en algunos de los sondeos controlados en las sierras de Colorado, Merinos, Teba y Peñarrubia y en el Cerro de Matagayar durante el período de investigación. Las morfologías planas representan los períodos en los que los sondeos Serrato-1 (P-10) y Arroyo del Cerezo (P-9) fueron surgentes. Las variaciones piezométricas de los sondeos Palomeras-1 (P-8) y Palomeras-2 (P-6), prácticamente idénticas, se han representado con la misma simbología.....	121
Figura 4.5. Relación entre la cota de surgencia de los manantiales y la temperatura del agua que drenan. En el gráfico se visualizan los valores máximos, medios y mínimos de temperatura de las aguas de las surgencias, y se hace una clasificación por grupos atendiendo a los principales macizos kársticos.....	125
Figura 4.6. Evolución de la temperatura de las aguas drenadas por los principales manantiales de la Serranía oriental de Ronda durante el período de investigación. El registro diario de los datos de temperatura del aire y de precipitación, representados en el gráfico inferior, corresponde a la estación meteorológica de Añoreta (Sierra Blanquilla, 965 m s.n.m.).....	127
Figura 4.7. Diagramas de Piper en los que se muestran las composiciones químicas de las aguas subterráneas del área de estudio.....	130
Figura 4.8. Representación de los factores principales del ACP realizado con los datos hidroquímicos de todas las muestras de agua subterránea (manantiales y sondeos) recogidas durante el período de investigación. (A) Espacio de las variables y (B) de las unidades estadísticas.....	136
Figura 4.9. Representación de los dos factores principales del segundo ACP, llevado a cabo sin las muestras de los manantiales de Torrox (M-27), Fuensanta (M-12), Camarero (M-2), Hidalgo (M-3) y del Convento (M-5), y de los sondeos de la Venta del Cordobés (P-11), Arroyo del Cerezo (P-9) y de Campillos-3 (S-46). (A) Espacio de las variables y (B) de las unidades estadísticas.....	138
Figura 4.10. Evolución temporal de los valores de conductividad eléctrica (CE) del agua en las principales surgencias que drenan el área de estudio durante el período de investigación (2007/08-2009/10).....	140
Figura 4.11. Curvas de frecuencias de los valores puntuales de CE del agua drenada por los principales manantiales controlados en la Serranía oriental de Ronda durante el período de investigación.....	142

Figura 4.12. Representación de la composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$) de las muestras de agua subterránea (manantiales y sondeos) recogidas en el área de estudio. Se incluyen las ecuaciones que definen las principales líneas meteóricas.....	146
Figura 4.13. Evolución temporal de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas de lluvia (recogidas en las estaciones de muestreo de Las Pilas y del Puerto del Viento) y de las aguas subterráneas drenadas por los principales manantiales y sondeos del área de estudio.....	148
Figura 4.14. Relación entre los valores medios de $\delta^{18}\text{O}$ y la altitud media de recarga de los principales manantiales del área de estudio.....	151
Figura 4.15. Relación entre la variabilidad (desviación estándar) de los datos de $\delta^{18}\text{O}$ y de la temperatura de las aguas drenadas por los principales manantiales y sondeos del área de estudio.....	152
Figura 4.16. Curvas de distribución de frecuencias de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ (A) y $\delta^2\text{H}$ (B) medidos en las aguas drenadas por los manantiales más importantes del área de estudio.....	153
Figura 4.17. Evolución temporal de la intensidad de fluorescencia de los picos C y A en las aguas de los principales manantiales del área de estudio y del sondeo del Arroyo del Cerezo (P-9). Nótese que los valores del eje y (intensidad de fluorescencia) de los 3 gráficos superiores está realizada con respecto a los demás. El registro de precipitación corresponde a la estación meteorológica de Añoreta.....	157
Figura 4.18. Valor de intensidad de fluorescencia del pico A frente al contenido en carbono orgánico total (COT) de las aguas muestreadas en los principales manantiales y sondeos del área de estudio.....	159
Figura 4.19. Esquema hidrogeológico de la Serranía oriental de Ronda en el que se muestran las principales zonas de descarga y las líneas de flujo subterráneo.....	162
Figura 5.1. Esquema hidrogeológico del acuífero de Sierra Hidalga.....	166
Figura 5.2. Corte hidrogeológico del acuífero de Sierra Hidalga según la dirección de drenaje preferencial NE-SO. Véase situación en la figura 5.1.....	167
Figura 5.3. (A) Panorámica de la charnela del pliegue anticlinal del Valle de Lifa (Sierra Hidalga), visto desde el extremo occidental de Sierra Blanquilla. (B) Manantial de Abusín (M-1, flecha blanca): punto de descarga de Sierra Hidalga hacia el Río Grande. (C) Vista -desde el E- del Arroyo de Buenavista, entre las sierras Hidalga y Blanquilla, donde drena sus aguas el manantial homónimo (M-6, flecha blanca). Al fondo a la izquierda, cubierto de nieve, el Carramolo del Queso (Fig. 5.1).....	167
Figura 5.4. Hidrogramas de los manantiales de Abusín (M-1) y de Camarero (M-2). Los datos de precipitación corresponden al registro de la estación pluviométrica Ronda-CSE.....	169
Figura 5.5. Curvas de decrecida (Dc) y agotamiento (Ag) de los manantiales de Abusín -M-1- (A) y de Camarero -M-2- (C), y gráficos de la función y porcentaje de volumen dinámico (Vd) drenado por ambas surgencias (B y D, respectivamente), en el caso supuesto de mantenerse las condiciones de agotamiento.....	171
Figura 5.6. Gráfico i-k propuesto por Mangin (1970, 1975) para el estudio de acuíferos kársticos, en el que se representan los valores obtenidos de dichos parámetros a partir del análisis de la curva de recesión de los manantiales de Abusín (M-1) y de Camarero (M-2) en el año hidrológico 2007/08.....	172
Figura 5.7. Evolución de la temperatura del agua drenada por los principales manantiales del acuífero de Sierra Hidalga durante el período de estudio. Temperatura del aire y precipitaciones registradas en la estación termopluviométrica Ronda-CSE.....	173
Figura 5.8. Diagrama de Piper en el que se muestran las proporciones de los componentes químicos mayoritarios de las aguas que drenan los principales manantiales de Sierra Hidalga.....	175
Figura 5.9. Representación de los planos factoriales del análisis de componentes principales realizado con la información hidroquímica de los principales manantiales de Sierra Hidalga. (A) Espacio de las variables y (B) de las unidades estadísticas.....	177

Figura 5.10. Evolución temporal del caudal, de los parámetros físico-químicos y de los componentes químicos de las aguas drenadas por el manantial de Abusín (M-1) durante el período de investigación.....	179
Figura 5.11. Evolución temporal de la composición química de las aguas del manantial de Camarero (M-2) durante el período de investigación. El área gris corresponde al grupo de aguas menos mineralizadas (crecida de mayo de 2008) diferenciado en el ACP de la figura 5.12.....	181
Figura 5.12. Representación de los planos factoriales del ACP realizado con la información hidroquímica de las aguas del manantial de Camarero (M-2). (A) Espacio de las variables y (B) de las unidades estadísticas.....	182
Figura 5.13. Curvas de frecuencias de los datos puntuales de conductividad eléctrica medidos las aguas de los manantiales de Abusín (M-1) y de Camarero (M-2).....	184
Figura 5.14. Situación y contexto hidrogeológico del área en la que se han llevado a cabo los ensayos de trazadores en las sierras Hidalga y Blanquilla (19/02/2010 y 08/04/2011) y principales resultados deducidos. Las flechas azules representan las conexiones hidrogeológicas constatadas (desde S-1 y S-4) y las líneas marrones discontinuas indican las conexiones supuestas o deducidas (desde S-2 y S-3).....	186
Figura 5.15. (A) Sumidero kárstico (S-1; flecha blanca), situado en el altiplano de Sierra Hidalga, en el que se inyectó uranina el día 19/02/2010. (B y C) Inyección de eosina en el sumidero S-2, en el Valle de Lifa y tareas de limpieza del trazador, respectivamente. (D) Depresión endorreica que se drena por el sumidero kárstico S-3 (al O del Valle de Lifa), en el que se inyectó sulforrodamina B durante el ensayo multitrazador.....	188
Figura 5.16. Hidrograma del Río Turón, en la sección T2, y distribución de las precipitaciones registradas en la estación de Añoreta, desde el 15 de enero hasta el 15 de mayo de 2010. Además, se indican el momento de la inyección múltiple, la duración del ensayo (sombreado gris) y las fechas en las que se llevaron a cabo las campañas de aforos y muestreos hidroquímicos diferenciales.....	189
Figura 5.17. Curvas de concentración de uranina en los tres puntos de muestreo superficial y subterráneo (Río Turón, T1 y T2, y manantial de El Burgo, M-15) del Valle del Río Turón y distribución de los eventos de precipitación registrados en la estación meteorológica de Añoreta durante el ensayo multitrazador.....	191
Figura 5.18. Localización de los puntos de muestreo hidroquímico a lo largo del Arroyo de Buenavista y del Río Turón, en la zona meridional del área de estudio (sierras Hidalga y Blanquilla).....	192
Figura 5.19. Variación del caudal, CE, pH e iones mayoritarios de las aguas superficiales (rótulos negros en el eje horizontal) y subterráneas (grises) en diferentes puntos del Arroyo de Buenavista y del Río Turón, durante las campañas de aforos y muestreos diferenciales de febrero (en la que se midió además la concentración de uranina), marzo y mayo de 2010. Las principales zonas de descarga deducidas se representan mediante áreas de color gris.....	193
Figura 5.20. (A) Vista del Arroyo de Buenavista a su paso por los Riscos del Lirio (extremo NE de Sierra Hidalga), en abril de 2011. (B) Inyección de uranina realizada el día 08/04/2011 en un tramo perdedor del arroyo (S-4, en la figura 5.14) durante el ensayo de trazador simple. En la imagen se aprecia el caudal que terminaba infiltrándose algunos metros aguas abajo, de aproximadamente 1 l/s.....	194
Figura 5.21. Concentración de uranina en varios puntos de agua superficial y subterránea a lo largo del Arroyo de Buenavista en la campaña de muestreo puntual realizada el día 24/04/11, durante el ensayo de trazador simple.....	195
Figura 5.22. Esquema hidrogeológico del acuífero de Sierra Blanquilla.....	200
Figura 5.23. Cortes hidrogeológicos del acuífero de Sierra Blanquilla: (A-A') corte transversal por la zona de descarga permanente hacia el Valle del Río Turón, y (B-B') sección longitudinal por el Río Turón, que	

muestra las relaciones hidráulicas entre manantiales, diques y río. Las direcciones aproximadas de estos cortes se indican en la figura 5.22.....	201
Figura 5.24. (A) Área de descarga del manantial de El Burgo (M-15) y presa de regulación de avenidas en el Río Turón (abril de 2008). La flecha blanca señala la toma de abastecimiento de agua subterránea para el pueblo de El Burgo. (B) Meandro del Río Turón hacia el que drena sus aguas el manantial de Hierbabuena (M-14; la flecha blanca indica su localización), inundado tras las lluvias de abril de 2008. (C) Vista del afloramiento de margocalizas cretácicas bajo el que descarga sus aguas el manantial trop plein Tp1-Hierbabuena, en diciembre de 2007, y (D) manantial trop plein Tp2-Hierbabuena, junto al Río Turón, en abril de 2008.....	202
Figura 5.25. Registro histórico de caudales de los manantiales permanentes (El Burgo, M-15, y Hierbabuena, M-14) que constituyen la descarga de Sierra Blanquilla hacia el Valle del Río Turón. Precipitaciones mensuales registradas en la estación de Ronda-CSE. Los datos de caudal han sido facilitados por el IGME.....	205
Figura 5.26. Hidrogramas de los manantiales que constituyen la descarga de Sierra Blanquilla hacia el Valle del Río Turón (período de investigación). Los espacios sombreados de gris indican los períodos de tiempo en los que los manantiales permanentes (A, B) estuvieron inundados y, en las surgencias trop plein (C, D), que no se hicieron medidas de caudal. El registro de precipitaciones diarias corresponde a la estación meteorológica de Añoreta (véase situación en la figura 5.22).....	207
Figura 5.27. Hidrogramas de la descarga subterránea neta de Sierra Blanquilla hacia el Valle del Río Turón durante el período de investigación (años hidrológicos de 2007/08 a 2009/10).....	208
Figura 5.28. Curvas de agotamiento del manantial de Hierbabuena (M-14) correspondientes a los años hidrológicos 2007/08 y 2008/09 (A y C) y porcentaje de volumen dinámico drenado (B y D) en el supuesto caso de mantenerse las condiciones de agotamiento.....	210
Figura 5.29. Curvas de decrecida (D_c) y agotamiento (A_g) de la descarga de Sierra Blanquilla hacia el Río Turón (A y C) y gráficos de la función y y porcentaje de volumen dinámico (B y D) en el supuesto caso de mantenerse las condiciones de agotamiento.....	212
Figura 5.30. Gráfico $i-k$ propuesto por Mangin (1970, 1975) para el estudio de acuíferos kársticos, en el que se representan los valores obtenidos a partir del análisis de las curvas de recesión de la descarga de Sierra Blanquilla hacia el Valle del Río Turón, en los años hidrológicos 2007/08 y 2008/09.....	213
Figura 5.31. Evolución de la temperatura del agua subterránea drenada por los principales manantiales del acuífero de Sierra Blanquilla durante el período de investigación (2007-2010). El registro de precipitación y de temperatura del aire corresponde a la estación meteorológica de Añoreta.....	216
Figura 5.32. Diagrama de Piper en el que se representa la composición química de las aguas subterráneas del acuífero de Sierra Blanquilla durante el período de investigación.....	217
Figura 5.33. Representación de los planos factoriales (A, C: espacio de las variables; B, D: espacio de las unidades estadísticas) de los análisis de componentes principales realizados con los datos hidroquímicos de los manantiales del acuífero de Sierra Blanquilla.....	222
Figura 5.34. Evolución temporal del caudal en el área de descarga de Sierra Blanquilla hacia el Río Turón y de los principales parámetros físico-químicos e hidroquímicos de las aguas del manantial de El Burgo (M-15) durante el período de investigación. El registro de precipitaciones corresponde a la estación meteorológica de Añoreta.....	224
Figura 5.35. Tiempo de respuesta (T_R) determinado a partir del registro horario de la conductividad eléctrica y la temperatura del agua del manantial de El Burgo (M-15), durante 6 eventos de recarga y en diferentes	

situaciones hidrodinámicas. Los períodos seleccionados (1-6) se indican, mediante elipses de trazado discontinuo, en la evolución temporal de la conductividad eléctrica de la figura 5.34.....	225
Figura 5.36. Detalle de cuatro crecidas registradas en el manantial de El Burgo (M-15) durante el período de investigación. El período de registro de cada una de las crecidas se indica mediante sombreado gris en la figura 5.34. La escala numérica de los ejes y es la misma para cada fila de gráficos.....	226
Figura 5.37. Representación de los planos factoriales (A: espacio de las variables y B: espacio de las unidades estadísticas) del análisis de componentes principales realizado con la información hidroquímica de las aguas drenadas por el manantial de El Burgo (M-15).....	229
Figura 5.38. Evolución temporal del caudal de descarga subterránea de Sierra Blanquilla hacia el Río Turón y de la composición química de las aguas del manantial de Hierbabuena (M-14) durante el período de investigación. El registro de precipitaciones corresponde a la estación meteorológica de Añoreta. Los espacios de color gris representan los períodos en los que la surgencia permaneció inundada por las crecidas del río.....	231
Figura 5.39. Evolución temporal del caudal de descarga subterránea de Sierra Blanquilla hacia el Río Turón y de la composición química de las aguas del manantial trop plein Tp1-Hierbabuena (M-11) durante el período de investigación. El registro de precipitaciones corresponde a la estación meteorológica de Añoreta. Los espacios sin datos (en blanco) de las series temporales representan los períodos en los que la surgencia estuvo seca.....	233
Figura 5.40. Evolución temporal del caudal de descarga subterránea de Sierra Blanquilla hacia el Río Turón y de la composición química de las aguas del manantial trop plein Tp2-Hierbabuena (M-9) durante el período de investigación. El registro de la precipitación corresponde a la estación meteorológica de Añoreta. Los espacios sin datos (en blanco) de las series temporales representan los períodos en los que la surgencia estuvo seca.....	234
Figura 5.41. Representación de los planos factoriales (A: espacio de las variables y B: espacio de las unidades estadísticas) del análisis de componentes principales realizado con los datos hidroquímicos del manantial permanente de Hierbabuena (M-14) y de las dos surgencias trop plein asociadas, Tp1-Hierbabuena (M-11) y Tp2-Hierbabuena (M-9).....	236
Figura 5.42. Curvas de distribución de frecuencias de los valores de conductividad eléctrica de las aguas subterráneas del acuífero de Sierra Blanquilla (manantiales del área de descarga hacia el Río Turón) durante el período 2007/08-2009/10.....	238
Figura 5.43. Descomposición de las curvas de distribución de frecuencias de la conductividad eléctrica (función de densidad probabilística) de las aguas del manantial de El Burgo (M-15), para cada uno de los años hidrológicos del período de investigación (2007/08, 2008/09 y 2009/10).....	239
Figura 5.44. Evolución temporal de $\delta^{18}\text{O}$ de las precipitaciones en el pluviocaptor del Puerto del Viento y de las aguas drenadas por los principales manantiales de Sierra Blanquilla (hacia el Río Turón) durante el período de investigación.....	241
Figura 5.45. Evolución temporal de los valores de $\delta^2\text{H}$ de las precipitaciones en el pluviocaptor del Puerto del Viento y de las aguas drenadas por los principales manantiales de Sierra Blanquilla (hacia el Río Turón) durante el período de investigación.....	242
Figura 5.46. Contexto hidrológico e hidrogeológico del área de descarga de Sierra Blanquilla en el Río Turón.....	244
Figura 5.47. (A) Hidrogramas del Río Turón, en las secciones T1 y T2, y distribución de las precipitaciones registradas en la estación de Añoreta durante el período de investigación. (B) Caudal neto de descarga y contribución (%) de T1 al caudal del río en T2 (barras grises). (C) Hidrogramas de los manantiales de El	

Burgo (M-15), Hierbabuena (M-14), Tp1-Hierbabuena (M-11) y Tp2-Hierbabuena (M-9). Los símbolos huecos sobre el eje horizontal de los gráficos A y C indican valores nulos de caudal.....	245
Figura 5.48. Evolución temporal de los valores de temperatura (gráfico intermedio) y conductividad eléctrica (gráfico superior) de las aguas subterráneas de los manantiales que constituyen el área de descarga y de las aguas superficiales del Río Turón (T1 y T2), junto con el hidrograma de éste en la sección T2 (gráfico inferior).....	247
Figura 5.49. Evolución temporal de la desviación estándar de los contenidos en NO_3^- (barras) y de la conductividad eléctrica del agua de los manantiales de El Burgo (M-15), Hierbabuena (M-14) y Tp1-Hierbabuena (M-11) durante el período de investigación. En la parte inferior, se muestra el hidrograma del Río Turón en la sección T1, la evolución de la conductividad eléctrica del agua del río en dicho punto y el registro de precipitaciones de la estación de Añoreta. Las áreas sombreadas en color gris indican los períodos en los que se produce la dilución de las concentraciones de NO_3^- de las aguas de las tres surgencias.....	249
Figura 5.50. Representación de los planos factoriales (A: espacio de las variables y B: espacio de las unidades estadísticas) del ACP realizado con los datos hidroquímicos de los manantiales permanentes y trop plein del área de descarga subterránea de Sierra Blanquilla hacia el Valle del Río Turón y las aguas superficiales de dicho río.....	251
Figura 5.51. Relación entre Mg/Ca y el contenido en SO_4^{2-} de las aguas drenadas por los principales manantiales de Sierra Blanquilla, que constituyen el área de descarga subterránea hacia el Valle del Río Turón.....	253
Figura 5.52. Relaciones iónicas entre los contenidos de Ca^{2+} y Mg^{2+} y los valores de I_{SCAL} y $\text{Ca}+\text{Mg}-\text{TAC}$ frente a las concentraciones de SO_4^{2-} (A-D) del agua del manantial de El Burgo (M-15).....	255
Figura 5.53. Evolución temporal de la relación Mg/Ca residual (Ca^{+2} molar procedente de la disolución de minerales carbonáticos) y del Ca^{+2} disuelto en las aguas del manantial de El Burgo (M-15): total -medido- (carbonatos más evaporitas) y de origen exclusivamente carbonático -calculado-.....	256
Figura 5.54. Esquema hidrogeológico conceptual del funcionamiento del área de descarga del acuífero de Sierra Blanquilla hacia el Valle del Río Turón, en condiciones hidrodinámicas de agotamiento (bloque superior) y de crecida (bloque inferior).....	258
Figura 5.55. Esquema hidrológico-hidrogeológico del área de la Fuensanta. Las secciones A y B representan los perfiles de prospección geoelectrónica realizados en la zona de estudio.....	262
Figura 5.56. Perfiles geoelectrónicos de resistividad (arriba) y polarización inducida (abajo) realizados en el área de la Fuensanta: (A) próximo al manantial de la Fuensanta (M-12) y (B) en las inmediaciones de la surgencia de Portillo (M-8). La situación de ambos perfiles se indica en la figura 5.55.....	264
Figura 5.57. (A) Antiguo convento y molino de harina del siglo XVIII en cuyas inmediaciones nace el manantial de la Fuensanta (M-12). (B) Detalle de la alberca en la que emerge el agua de la surgencia, en la parte trasera del molino (enero de 2012). (C) Vista del manantial trop plein Tp-Fuensanta (M-7), antes de su confluencia con el Arroyo de la Fuensanta (febrero de 2010). (D) Surgencia del Convento (M-5) en abril de 2011, captada mediante obra para el abastecimiento de una propiedad privada.....	266
Figura 5.58. Perfil longitudinal del Arroyo de la Fuensanta en el que se representan las cotas de descarga de los manantiales más importantes, los puntos de medida (aforos y muestreos hidroquímicos) a lo largo del mismo y la confluencia con el Arroyo del Convento.....	267
Figura 5.59. Variación del caudal del Arroyo de la Fuensanta entre las secciones F1 y F2. La parte negativa del gráfico indica la existencia de pérdidas en el sentido de flujo.....	269
Figura 5.60. Hidrograma del arroyo de la Fuensanta en la sección F2, durante el período de control de caudales. El gráfico interior corresponde al período de aforos diferenciales, con medidas de caudal simultáneas en F1 y F2.....	270

Figura 5.61. Hidrograma histórico del manantial de la Fuensanta (M-12) a partir de los datos de caudal facilitados por el IGME (1980-2002). Precipitaciones registradas en la estación pluviométrica de El Burgo.....	272
Figura 5.62. Hidrograma del manantial de la Fuensanta (M-12) correspondiente al período de investigación (2007-2010). Precipitaciones registradas en la estación meteorológica de Añoreta.....	273
Figura 5.63. Hidrogramas anuales del manantial de la Fuensanta (M-12) durante el período de estudio (2007/08-2009/10). El registro de precipitaciones corresponde a la estación meteorológica de Añoreta.....	274
Figura 5.64. Situación de los puntos de inyección en los arroyos de la Fuensanta y del Convento y principales resultados obtenidos (líneas de flujo constatadas -flechas azules-) a partir de los ensayos de trazadores realizados en el área de la Fuensanta (26/02/2009, 08/04/2011 y 18/01/2012).....	276
Figura 5.65. (A) Inyección de 25 kg de NaCl en el Arroyo de la Fuensanta en el primer ensayo de trazador realizado el día 26/02/2009. (B) Inyección de 0,5 kg eosina en el mismo cauce, aguas abajo del lugar donde se arrojó trazador previamente (segundo ensayo de trazador, 08/04/2011). (C) Aspecto del Arroyo de la Fuensanta el día después de las inyecciones efectuadas (0,5 kg de uranina y 0,5 kg de piranina) en el último ensayo de trazador (18/01/2012). (D) Fluorímetro portátil instalado en una de las acequias por las que drena el manantial de la Fuensanta (ensayo de trazadores de abril de 2011).....	278
Figura 5.66. Curvas de concentración y masa recuperada de trazador (A: piranina; B: uranina) en el manantial de la Fuensanta (M-12).....	280
Figura 5.67. Evolución de la temperatura del agua drenada por los manantiales de la Fuensanta (M-12) y Tp-Fuensanta (M-7) y del agua superficial del Arroyo de la Fuensanta, en la sección F1, durante el período de investigación (2007-2010). Además, se representa la evolución del caudal de la primera surgencia y la distribución de las lluvias y de la temperatura del aire en la estación meteorológica de Añoreta (965 m s.n.m.).....	283
Figura 5.68. Valores horarios de la temperatura del agua y del caudal del manantial de la Fuensanta (M-12) y de la temperatura del aire y de la precipitación registradas en la estación meteorológica de Añoreta, en varias crecidas de la surgencia (A-F) durante el período comprendido entre diciembre de 2009 y mayo de 2010.....	284
Figura 5.69. Diagrama de Piper en el que se muestra la composición química de las aguas subterráneas y de las superficiales recogidas en el área de la Fuensanta.....	285
Figura 5.70. Gráficos de caja en los que se representan los parámetros estadísticos de los principales componentes químicos de las aguas subterráneas -cajas con trazado continuo- de los manantiales del Convento (M-5) y de la Fuensanta (M-12) y de las aguas superficiales -cajas con trazado discontinuo- del Arroyo de la Fuensanta, en las secciones F1 y F2. Las cajas aparecen ordenadas según el sentido de flujo (de izquierda a derecha). Las áreas de color gris indican el rango de variación de cada componente hidroquímico en el manantial de la Fuensanta.....	288
Figura 5.71. Representación de los planos factoriales (A: variables y B: unidades estadísticas) del ACP realizado con los datos hidroquímicos de las aguas drenadas por los principales manantiales y arroyos del área de la Fuensanta.....	290
Figura 5.72. Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de la Fuensanta (M-12). El espacio sombreado en gris corresponde al evento de crecida representado en la figura 5.73. Precipitaciones registradas en la estación meteorológica de Añoreta.....	292
Figura 5.73. Evolución hidroquímica de las aguas del manantial de la Fuensanta (M-12) (derecha; también representada en la figura 5.72) y de las aguas superficiales del arroyo homónimo en las secciones F1	

(izquierda) y F2 (centro), durante el período de aguas altas comprendido entre los días 27/12/2009 y 13/01/2010.....	295
Figura 5.74. Curvas de distribución de frecuencias de los valores de conductividad eléctrica de las aguas del manantial de la Fuensanta (M-12) y del arroyo del mismo nombre (en las secciones F1 y F2). Las áreas de color gris claro y oscuro representan las contribuciones teóricas, en términos de mineralización, de las aguas de ambos arroyos al flujo del manantial.....	297
Figura 5.75. Representación de las muestras de agua del manantial de la Fuensanta (M-12) y de los componentes teóricos de mezcla en el espacio de las unidades estadísticas del ACP realizado (véase explicación en el texto)	299
Figura 5.76. Proporciones de las componente de mezcla en cada una de las muestras de agua recogidas en el manantial de la Fuensanta (M-12) durante el período de investigación.....	301
Figura 5.77. Comparación de los valores de CE, TAC, Ca^{+2} , Mg^{+2} y SO_4^{-2} medidos en las aguas del manantial de la Fuensanta (M-12) y los simulados por el modelo de mezcla EMMA: evoluciones temporales (gráficos de la izquierda) y correlación (gráficos de la derecha).....	302
Figura 5.78. Valores de $\delta^{18}O$ y δ^2H de las aguas del manantial de la Fuensanta (M-12) y de las aguas superficiales del arroyo homónimo, en las secciones F1 y F2, recogidas durante el período de estudio. LMG: Línea Meteorológica Global (Craig, 1961); y LMMO: Línea Meteorológica del Mediterráneo Occidental (Celle-Jeanton et al., 2001).....	304
Figura 5.79. Evolución temporal de los valores de $\delta^{18}O$ de las aguas de lluvia en el Puerto del Viento (véase situación en la figura 3.4), de las aguas subterráneas del manantial de la Fuensanta (M-12) y de las aguas superficiales del arroyo homónimo en las secciones F1 y F2. Precipitaciones registradas en la estación meteorológica de Añoreta. El espacio de color gris indica el período de recarga considerado en la figura 5.80.....	305
Figura 5.80. Evolución temporal de los valores de $\delta^{18}O$ de las aguas del manantial de la Fuensanta (M-12) durante el período de recarga comprendido entre los días 29/12/2009 y 09/01/0210.....	306
Figura 5.81. Evolución temporal de los valores de intensidad de fluorescencia de los picos A, C y B de las aguas subterráneas y superficiales en el área de la Fuensanta. En la parte inferior se representa el caudal del manantial de la Fuensanta (M-12), así como las precipitaciones registradas en la estación meteorológica de Añoreta.....	308
Figura 5.82 Evolución de la concentración de COT e intensidad de fluorescencia de los picos A, C y B en las aguas del manantial de la Fuensanta (M-12) y en las aguas superficiales del arroyo homónimo (secciones F1 y F2) durante el período de crecida comprendido entre los días 29/12/2009 y 10/01/2010.....	310
Figura 5.83. Relación entre la intensidad de fluorescencia del pico A y el contenido de COT en las aguas drenadas por los principales manantiales y arroyos del área de la Fuensanta durante el período de investigación. Las siglas A-I-B de la leyenda se refieren a las condiciones hidrodinámicas en las que se recogieron las muestras del manantial de la Fuensanta (M-12): aguas altas-intermedias-bajas.....	311
Figura 6.1. Esquema hidrogeológico de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco. [T] Triásico; [J] Jurásico; [C] Cretácico; [C-T] Cretácico-Terciario; [Mio] Mioceno; [Q] Cuaternario.....	316
Figura 6.2. Cortes hidrogeológicos de las principales zonas de descarga de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco. La dirección de los cortes se representa en la figura 6.1.....	317
Figura 6.3. (A) Imagen del manantial de Cañamero (M-26), en condiciones hidrodinámicas de aguas altas (febrero de 2009), y de la toma de abastecimiento de agua subterránea para la población de Serrato. (B) Escarpe calizo en cuya base (véase flecha blanca) emerge el manantial trop-plein de Prado Medina -M-22- (agosto de 2007). (C) Afloramiento de calizas jurásicas en el que surge el manantial del Barranco de	

Palomeras -M-20- (diciembre de 2007). (D) Vista de una de las acequias por las que drena el agua el manantial del Carrizal (M-24) y de la caseta de captación para abastecimiento a la población de Cuevas del Becerro (febrero de 2009). (E) Surgencia de la Fuentezuela -M-23- (agosto de 2007), situada a unos 300 m del manantial del Carrizal. (F) Recinto de captación del manantial de la Ventilla (M-16). A la izquierda (O), el arroyo homónimo al que vierte sus aguas (agosto de 2007).....	320
Figura 6.4. Hidrogramas del manantial de la Ventilla (M-16): (A) serie histórica de caudal, proporcionada por el IGME y (B) datos de caudal medidos durante el período de investigación. Precipitaciones registradas en la estación de Parchite, cuya situación puede verse en la figura 6.1.....	323
Figura 6.5. Hidrogramas del manantial del Barranco de Palomeras (M-20): (A) serie histórica de caudal, según datos del IGME y (B) datos de caudal medidos durante el período de investigación. Precipitaciones registradas en la estación pluviométrica de Cuevas del Becerro (véase situación en la figura 6.1).....	324
Figura 6.6. Hidrogramas del manantial del Carrizal (M-24): series históricas de caudal facilitadas por el IGME (A) y por la DHCMA (B) y datos de caudal medidos durante el período de investigación (C). Precipitaciones registradas en la estación pluviométrica de Cuevas del Becerro. En el gráfico A se representa también el hidrograma del manantial de Fuentezuela (M-23), cuyos datos fueron suministrados por el IGME.....	325
Figura 6.7. Hidrogramas del manantial de Cañamero (M-26): series históricas de caudal facilitadas por el IGME (A) y por la DHCMA (B) y datos de caudal medidos durante el período de investigación (C). Precipitaciones registradas en la estación pluviométrica de Cuevas del Becerro.....	326
Figura 6.8. (A) Sección del puente, con escala limnimétrica, ubicado aguas abajo del manantial de Cañamero (M-26). (B) Curva de gastos elaborada a partir de los aforos realizados en dicha sección durante el período de investigación.....	328
Figura 6.9. Hidrogramas anuales del manantial de la Ventilla (M-16) y distribución de las precipitaciones registradas en la estación pluviométrica de Parchite durante el período de investigación.....	329
Figura 6.10. Hidrogramas anuales del manantial del Barranco de Palomeras (M-20) y distribución de las precipitaciones registradas en la estación pluviométrica de Cuevas del Becerro durante el período de investigación.....	330
Figura 6.11. Hidrogramas anuales del manantial del Carrizal (M-24) y distribución de las precipitaciones registradas en la estación pluviométrica de Cuevas del Becerro durante el período de investigación...	332
Figura 6.12. Hidrogramas anuales del manantial de Cañamero (M-26) y distribución de las precipitaciones registradas en la estación pluviométrica de Cuevas del Becerro durante el período de investigación...	335
Figura 6.13. Relación entre los caudales de los manantiales de Cañamero (M-26) y trop-plein de Prado Medina (M-22) registrados durante el período de funcionamiento de este último (diciembre de 2009 a marzo de 2010).....	333
Figura 6.14. Curvas de agotamiento del manantial del Barranco de Palomeras (M-20) (A y C) y porcentaje de volumen dinámico drenado durante los años hidrológicos 2007/08 y 2008/09 (B y D).....	336
Figura 6.15. Curvas de decrecida (Dc) y agotamiento (Ag) del manantial de la Ventilla (A y C) y de la función y y del porcentaje de volumen dinámico (Vd) drenado (B y D), en el supuesto de que se mantuvieran las condiciones de agotamiento.....	337
Figura 6.16. Gráfico i-k propuesto por Mangin (1970, 1975) para el estudio de acuíferos kársticos, en el que se representan los valores obtenidos a partir del análisis de la curva de recesión del manantial de la Ventilla (M-16) correspondiente al año hidrológico 2007/08.....	338
Figura 6.17. Curvas de decrecida (Dc) y agotamiento (Ag) del manantial del Carrizal (M-26) (A y C) y de la función y y del porcentaje de volumen dinámico drenado (B y D) en el supuesto de que se mantuvieran las condiciones de agotamiento.....	339

Figura 6.18. Gráfico i-k propuesto por Mangin (1970, 1975) para el estudio de acuíferos kársticos, en el que se representan los valores obtenidos a partir del análisis de las curvas de recesión del manantial del Carrizal (M-24) durante los años hidrológicos 2007/08 y 2008/09.....	341
Figura 6.19. Curvas de decrecida (Dc) y agotamiento (Ag) del manantial de Cañamero (M-26) (A, C y E) y de la función y y del porcentaje de volumen dinámico drenado (B, D y F) en el supuesto de que se mantuvieran las condiciones de agotamiento.....	342
Figura 6.20. Gráfico i-k propuesto por Mangin (1970, 1975) para el estudio de acuíferos kársticos, en el que se representan los valores obtenidos a partir del análisis de las curvas de recesión del manantial de Cañamero (M-26) durante los años hidrológicos 2007/08, 2008/09 y 2009/10.....	344
Figura 6.21. Frecuencia relativa acumulada de los valores de caudal drenado por el manantial de Cañamero (M-26) durante el año hidrológico 2009/2010: en escala aritmética (A) y probabilística (B).....	345
Figura 6.22. (A). Medida de parámetros físico-químicos de las aguas del sondeo surgente del Arroyo del Cerezo (P-9), en abril de 2008. (B) Sondeo surgente Serrato-2 (P-10), localizado junto al manantial de Cañamero (M-26), en abril de 2008. (C) Sondeos piezométricos Palomeras-1 (P-8), al fondo, y Palomeras-2 (P-6), en primer plano, situados en las inmediaciones del manantial del Barranco de Palomeras (M-20) (agosto de 2007). (D) Aspecto del sondeo Prado Medina (S-40), al N del manantial homónimo (agosto de 2007). Este sondeo, que se encuentra obstruido, también es surgente durante períodos de elevada recarga...	346
Figura 6.23. Corte hidrogeológico del entorno del manantial del Barranco de Palomeras (M-20), en el que se representan los sondeos Palomeras-1 (P-8), -2 (P-6) y -3 (P-7). Modificado de DGOH-GHUMA (1995).	348
Figura 6.24. Evolución de niveles piezométricos en los principales sondeos de las sierras de los Merinos y Colorado. Datos proporcionados por la DHCMA y obtenidos en el transcurso de la presente investigación (área gris). CP _m : cota piezométrica media. Nótese que, en el gráfico superior, la escala del eje y está ampliada cinco veces con respecto a los demás gráficos.....	350
Figura 6.25. Evolución temporal de la cota piezométrica en los sondeos de Coca (P-1), Pescadores (P-2) y Navetas-2 (P-4) durante el período 1980-2002. Los valores entre paréntesis en el lateral derecho del gráfico indican la cota piezométrica media en los distintos sondeos.....	352
Figura 6.26. Relación entre la cota piezométrica en el sondeo Navetas-2 (P-4) y el caudal de descarga del manantial de la Ventilla (M-16) durante el período comprendido entre 1982 y 2002. Datos proporcionados por el IGME.....	353
Figura 6.27. Evolución de los descensos piezométricos en el sondeo Palomeras-3 (P-6), durante la prueba de bombeo realizadas entre los días 1 y 4 de julio de 1994.....	355
Figura 6.28. Evolución de los descensos piezométricos en los sondeos Palomeras-1 (P-8), en el que se llevó a cabo el ensayo de bombeo (4 de agosto de 1994), y Palomeras-3 (P-7), utilizado como piezómetro de control.....	357
Figura 6.29. Evolución de los descensos piezométricos en el sondeo del Arroyo del Cerezo (P-9) durante el ensayo de bombeo efectuado los días 4, 5 y 6 de octubre de 1994.....	358
Figura 6.30. Evolución de los descensos piezométricos en el sondeo Serrato-1 (S-41) durante las pruebas de bombeo preliminares efectuadas los días 25 y 26 de enero de 1995.....	360
Figura 6.31. Evolución de los descensos piezométricos en los sondeos Serrato-1 (S-41) y Serrato-2 (P-10) durante el ensayo de bombeo realizado conjuntamente en ambos sondeos los días 8 y 9 de marzo de 1995.....	361
Figura 6.32. Evolución de los caudales drenados por el manantial de Cañamero (M-26) durante los ensayos de bombeo en el sondeo Serrato-1 (S-41) y en los sondeos Serrato-1 y Serrato-2 (P-10) conjuntamente...	362
Figura 6.33. Evolución de la temperatura del agua drenada por los principales manantiales de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco, y por el sondeo del Arroyo del Cerezo (P-9) -cuando es surgente-, durante	

el período de investigación. Los registros de precipitación y temperatura del aire corresponden a los de las estaciones de Cuevas del Becerro y de Ronda-CSE, respectivamente.....	365
Figura 6.34. Diagrama de Piper en el que se representa la composición química de las aguas drenadas por los principales manantiales y sondeos de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco durante el período de investigación.....	368
Figura 6.35. Representación de los planos factoriales de las variables (A) y de las unidades estadísticas (B) del análisis de componentes principales realizado con los datos hidroquímicos de los principales manantiales y sondeos de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco.....	371
Figura 6.36. Curvas de distribución de frecuencias de los valores de conductividad eléctrica de las aguas drenadas por los principales manantiales de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco.....	372
Figura 6.37. Descomposición de la curva de distribución de frecuencias de la conductividad eléctrica (función de densidad probabilística) de las aguas del manantial de Cañamero (M-26) durante los años hidrológicos del período de investigación.....	374
Figura 6.38. Condiciones hidrodinámicas en las que se han llevado a cabo los registros verticales de conductividad eléctrica y temperatura del agua en el sondeo Palomeras-1 (P-8) -estrellas amarillas- y valores medios de estos dos parámetros (en toda la columna del sondeo) en cada uno de los registros realizados.....	377
Figura 6.39. Registros verticales de conductividad eléctrica y temperatura de las aguas del sondeo de Palomeras-1 (P-8) en diferentes condiciones hidrodinámicas. Se adjuntan la columna litológica y el entubado del mismo. Los números que hay entre paréntesis en la leyenda corresponden a la cota piezométrica de cada registro (véase evolución temporal en la figura 6.38).....	378
Figura 6.40. Evolución temporal de las respuestas hidrodinámica, hidrotérmica e hidroquímica del manantial de la Ventilla (M-16) durante el período de investigación.....	380
Figura 6.41. Representación de los planos factoriales (A: variables y B: unidades estadísticas) del análisis de componentes principales realizado con los datos hidroquímicos del manantial de la Ventilla (M-16)..	383
Figura 6.42. Evolución temporal de la composición química de las aguas drenadas por el manantial del Barranco de Palomeras (M-20) durante el período de investigación. El área de color gris representa el período de tiempo en el que la surgencia estuvo seca.....	385
Figura 6.43. Evolución temporal de la composición química de las aguas drenadas por el sondeo del Arroyo del Cerezo (P-9) durante los períodos de surgencia de los años hidrológicos 2008/09 y 2009/10.....	387
Figura 6.44. Representación de los planos factoriales de las variables (A) y de las unidades estadísticas (B) del análisis de componentes principales realizado con los datos hidroquímicos del manantial del Barranco de Palomeras (M-20) y de los sondeos de Palomeras-1 (P-8) y Arroyo del Cerezo (P-9).....	389
Figura 6.45. Evolución temporal de la composición química de las aguas drenadas por el manantial del Carrizal (M-24) durante el período de investigación.....	392
Figura 6.46. Representación de los planos factoriales de las variables (A) y de las unidades estadísticas (B) del análisis de componentes principales realizado con los datos hidroquímicos del manantial del Carrizal (M-24).....	394
Figura 6.47. Evolución temporal de la composición química de las aguas drenadas por el manantial de Cañamero (M-26) durante el período de investigación. Las áreas grises representan las crecidas representadas en la figura 6.48.....	397
Figura 6.48. Detalle de las evoluciones hidroquímicas de cinco crecidas registradas en el manantial de Cañamero (M-26) durante el período de investigación. La situación de cada crecida en la evolución general de las respuestas naturales de la surgencia puede verse en la figura 6.47.....	398

Figura 6.49. Representación de los planos factoriales de las variables (A) y de las unidades estadísticas (B) del análisis de componentes principales realizado con los datos hidroquímicos de los manantiales de Cañamero (M-26) y Prado Medina (M-22) y del sondeo de Prado Medina (S-40).....	400
Figura 6.50. Esquema hidrogeológico interpretativo del acuífero drenado por el manantial de Cañamero (M-26) y su trop plein (Prado Medina, M-22), en el que se representa la distribución de la mineralización (deducida a partir del análisis de CDF, Fig. 6.37), la evolución hidroquímica de las aguas y las principales líneas de flujo, en diferentes condiciones hidrodinámicas: crecida (NPc) y agotamiento (NPa). Además se representan las evoluciones tipo del caudal (Q), conductividad eléctrica (CE) y temperatura (T) de las aguas de la surgencia.....	402
Figure 6.51. Location, geology, and hydrogeological profiles of the test site. Black arrows (A-F) in the map and the white ones in the profiles (I-IV) represent the proposed groundwater flowpaths for modeling. Age of lithologies: Triassic [Tri], Lower Jurassic [L-Jur], Upper Jurassic [U-Jur], Cretaceous [Cret], Cretaceous-Miocene [C-M], Miocene [Mio] and Quaternary [Q].....	404
Figure 6.52. Scatter diagrams of ionic relationships among carbonate (A and B) and evaporite (C and D) dissolution parameters in the studied karst waters. Hydrodynamic conditions in which the groundwater samples were collected: (H) high, (I) intermediate and (L) low flow.....	405
Figure 6.53. Hydrogeochemical conceptual model of the three proposed scenarios for the studied karst aquifers. Predominance of black arrows represents aquifer sectors drained by conduit flow systems while a higher density of white arrows denotes a diffuse flow system.....	409
Figura 6.54. Variación temporal de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de la precipitación (pluviocaptor de las Pilas) y de las aguas subterráneas de los principales manantiales y sondeos de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco durante el período de investigación.....	412
Figura 6.55. Relación entre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de las aguas drenadas por los manantiales de la Ventilla (M-16) y del Carrizal (M-24) y rectas de evaporación estimadas para cada grupo de aguas. La Línea Meteorica Local se ha obtenido a partir de la composición isotópica de las 37 muestras de agua de lluvia recogidas en la estación pluviométrica de las Pilas (véase situación en la figura 6.1).....	414
Figura 7.1. Figura 7.1. Esquema hidrogeológico de la Sierra de Ortegícar y del Cerro de Matagayar. [J] Jurásico; [C] Cretácico; [C-T] Cretácico-Terciario; [Q] Cuaternario. El recuadro marcado con traza blanca discontinua corresponde a la figura 7.3.....	422
Figura 7.2. Figura 7.2. (A) Vista de la vertiente O de la Sierra de Ortegícar. La flecha blanca señala la ubicación aproximada del sondeo de Ortegícar (S-42). (B) Detalle del emplazamiento del piezómetro de la Venta del Cordobés (P-11) en el cauce del Arroyo de la Esperilla (septiembre de 2007). (C) Estación de aforos del Río Guadalteba (foto realizada en septiembre de 2007), en la sección de aforos denominada G1 (véase figura 7.3). Al fondo se observa la vertiente NO de la Sierra de Ortegícar, donde se emplaza el sondeo homónimo. (D) Imagen de Río Guadalteba en condiciones de agotamiento (agosto de 2013), aguas abajo del Cortijo Huertas de las Cuevas (sección G5 en las campañas de aforos diferenciales).....	424
Figura 7.3. Figura 7.3. Tramo del Río Guadalteba en el que se han realizado campañas de aforos diferenciales. La sección G1 del río coincide con la de la estación de aforos (Fig. 7.2C). Véase situación en la figura 7.1 (recuadro de traza blanca discontinua).....	425
Figura 7.4. Figura 7.4. Caudal del Río Guadalteba en las secciones de aforos G1 y G4/G5 y ganancia de caudal en el tramo comprendido entre G1y G4/G5 (véase localización en la Fig. 7.3) en las campañas de aforos diferenciales llevadas a cabo durante 2007 y 2013. Precipitaciones registradas en la estación del Embalse de Guadalhorce-Guadalteba (véase situación en Fig. 3.4).....	427

Figura 7.5. Evolución temporal del nivel piezométrico en el sondeo de la Venta del Cordobés (P-11) y del caudal del Río Guadalteba (estación de aforos, G1) durante el período comprendido entre 1995 y 2011. Precipitaciones registradas en la estación del Embalse de Guadalhorce-Guadalteba.....	430
Figura 7.6. Realización de un perfil de conductividad eléctrica y temperatura del agua en el piezómetro de la Venta del Cordobés (P-11), el día 20/02/2009. En la imagen se observa, además, el efecto de la erosión hídrica en la base de la boca del sondeo, por donde entra el agua superficial del Arroyo de la Esperilla.....	430
Figura 7.7. Registros verticales de conductividad eléctrica y temperatura del agua en el sondeo de la Venta del Cordobés (P-11), cuya columna litológica está enteramente formada por calizas jurásicas. Los valores entre paréntesis corresponden a la cota piezométrica en el momento de la realización de cada uno de los perfiles.....	432
Figura 7.8. Diagrama de Piper en el que se representa la composición química de las muestras de agua de los sondeos de la Sierra de Ortegícar y del Cerro del Matagayar durante el período de investigación.....	433
Figura 7.9. Esquema hidrogeológico del acuífero de Teba-Peñarrubia. [J] Jurásico; [C] Cretácico; [C-T] Cretácico-Terciario; [Mio] Mioceno; [Q] Cuaternario.....	436
Figura 7.10. Corte hidrogeológico por el manantial del Torrox (M-27a). La orientación aproximada del corte se indica en la figura 7.9.....	437
Figura 7.11. (A) Vista de la caseta de captación y del recinto donde nace el manantial de Torrox (M-27a). Foto tomada en agosto de 2007. (B) Cañón fluviokárstico en el área del Tajo del Molino, visto desde el N (noviembre de 2008). (C) Imagen del sondeo de emergencia Campillos-3 (S-46), en el borde meridional de la Sierra de Peñarrubia. (D) Río de la Venta (sección de aforos V1, véase situación en la figura 7.9) inmediatamente aguas arriba de la Sierra de Peñarrubia. Decrecida de mayo de 2013.....	438
Figura 7.12. Registro hidrodinámico del manantial de Torrox (M-27a): series de caudal facilitadas por el IGME (A) y por la DHCMA (B), y obtenida durante el período de investigación (C).....	440
Figura 7.13. Hidrogramas anuales de la surgencia de Torrox (M-27a) y distribución de las precipitaciones registradas en la estación pluviométrica de Teba-pueblo (véase localización en la figura 7.9) durante el período de investigación.....	442
Figura 7.14. Evolución del caudal del Río de la Venta en las secciones V1 y V2, de la diferencia de caudal medida en el tramo del río comprendido entre las secciones anteriores (Tajo del Molino), del caudal drenado por el manantial de Torrox (M-27a) y de la componente de origen superficial del caudal de la surgencia, desde febrero a agosto de 2013. Precipitaciones registradas en la estación de Teba-pueblo.....	444
Figura 7.15. Evolución piezométrica de los sondeos de Peñarrubia (P-12) y de Campillos-3 (S-46). El registro de precipitaciones corresponde a la estación pluviométrica de Teba-pueblo.....	446
Figura 7.16. Gráfico superior: evolución de la temperatura del agua y del caudal drenado por el manantial de Torrox (M-27a) durante el período de investigación. Gráfico inferior: precipitaciones registradas en la estación de Teba-pueblo junto con la temperatura del aire medida en la estación termopluviométrica de Teba-colegio (véase situación en la figura 7.9).....	449
Figura 7.17. Diagrama de Piper en el que se representa la composición química de las aguas muestreadas en el sector de las sierras de Teba y Peñarrubia.....	450
Figura 7.18. Representación de los planos factoriales (A: variables y B: casos) del ACP llevado a cabo con la información hidroquímica del sector de las sierras de Teba y Peñarrubia.....	454
Figura 7.19. Evolución temporal de la composición química de las aguas del manantial de Torrox (M-27a) durante el período de investigación.....	456

Figura 7.20. Representación de los planos factoriales (A: variables y B: unidades estadísticas) del análisis de componentes principales realizado con la información hidroquímica del manantial de Torrox (M-27a).	459
Figura 7.21. Curva de frecuencias de los valores de conductividad eléctrica medidos en las aguas del manantial de Torrox (M-27a) a lo largo del período de investigación.....	460
Figura 7.22. Variación de los valores de conductividad eléctrica y temperatura del agua en la columna del sondeo de Campillos-3 (S-46), en el registro realizado el día 05/02/2010.....	462
Figura 7.23. Representación de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de las aguas subterráneas en el sector de las sierras de Teba y Peñarrubia. m_1 , m_2 y m_3 corresponden a las pendientes de las rectas de ajuste de las muestras de agua del Río de la Venta y del manantial de Torrox (M-27a), respectivamente, de 2007 a 2010 y durante 2013.....	464
Figura 7.24. Variación temporal de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de la precipitación (Sierra de Peñarrubia), de las aguas subterráneas del manantial de Torrox (M-27a) y del sondeo de Campillos-3 (S-46) durante el período de investigación.....	465
Figura 8.1 Distribución de la tasa de recarga obtenida mediante la aplicación del método APLIS en los acuíferos carbonáticos de la Serranía oriental de Ronda.....	481
Figura 8.2. Distribución espacial de los valores de recarga específica, expresados en m^3/m^2 , en los diferentes acuíferos del área de estudio, en los años tipo del período histórico (1964/65-2009/10) y en cada uno de los años hidrológicos del período de investigación (obsérvese que el de 2009/10 coincide con el más húmedo).....	484
Figura 8.3. Balance hidrogeológico de los macizos carbonáticos que constituyen la Serranía oriental de Ronda durante el período de investigación. <u>Acrónimos</u> : P, precipitación; ETR, evapotranspiración real ; PU, entradas (lluvia útil) y S, salidas controladas. Las flechas amarillas representan la transferencia subterránea de recursos desde los acuíferos carbonáticos jurásicos hacia la Depresión de Ronda.....	489
Figura 8.4. Recursos medios renovables de los macizos carbonáticos que constituyen la Serranía oriental de Ronda durante el período 1964/65-2009/10. <u>Acrónimos</u> : P, precipitación; ETR, evapotranspiración real y PU, entradas (lluvia útil).....	492
Figure 9.1 Representation of the values of the i-k Mangin's parameters obtained from the analysis of the recession curves of the karst springs in the Serranía oriental de Ronda area. ADT: Discharge area to the Turón river valley.....	503

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3.1. Características principales de las estaciones pluviométricas ubicadas en el área de estudio.....	66
Tabla 3.2. Valores originales de precipitación anual (mm) de las estaciones situadas en el área de estudio, registrados durante el período 1939/40 – 2009/10.....	69
Tabla 3.3. Datos de precipitación anual (mm) durante el período 1964/65-2009/10. Los valores en negrita corresponden a los datos completados mediante regresión lineal. Años tipo: húmedo (azul), seco (amarillo) y medio (blanco).....	71
Tabla 3.4. Precipitaciones medias mensuales durante el período 1964/65-2009/10.....	77
Tabla 3.5. Valores de precipitación anual (mm) durante el período de investigación (2007/08-2009/10).....	79
Tabla 3.6. Principales características de los puntos de muestreo hidroquímico e isotópico de agua de lluvia. Véase situación en la figura 3.4.....	85
Tabla 3.7. Número de muestras (n), valores medios (med), máximos (máx) y mínimos (mín) y coeficiente de variación (cv , en %) de los valores de conductividad eléctrica (CE , en $\mu\text{S/cm}$) y de los componentes químicos mayoritarios (mg/l) del agua de lluvia recogida en los puntos de muestreo hidroquímico.....	87
Tabla 3.8. Matriz de correlación del ACP realizado con la información hidroquímica de las muestras de lluvia recogidas.....	88
Tabla 3.9. Valores medios de los contenidos de Cl ⁻ ponderados por la cantidad de precipitación en los períodos que contribuyen a la recarga de los acuíferos.....	90
Tabla 3.10. Parámetros estadísticos (número de muestras/medidas, n ; media, med aritmética - arit - y ponderada - pond -; máximo, máx ; mínimo, mín ; coeficiente de variación, cv , en %) de la composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y exceso en deuterio, d) de las muestras de agua de lluvia. Los puntos de muestreo están ordenados según su situación en el área de estudio, de O (izquierda) a E (derecha).....	92
Tabla 3.11. Principales características de las estaciones termométricas en el área de estudio.....	94
Tabla 3.12. Valores medios anuales de temperatura del aire ($^{\circ}\text{C}$) en las estaciones consideradas durante el período 1981/82-1997/98. Los datos en negrita corresponden a los valores completados mediante regresión lineal.....	95
Tabla 3.13. Valores medios mensuales de temperatura del aire en el área de estudio durante el período 1981/82-1997/98.....	97
Tabla 3.14. Valores medios anuales de la temperatura del aire durante el período de investigación.....	99
Tabla 4.1. Denominación, referencia, coordenadas y cota de surgencia de los manantiales inventariados en el área de estudio.....	108
Tabla 4.2. Principales características de las perforaciones inventariadas (piezómetro: P; sondeo: S) en el área de estudio.....	111
Tabla 4.3. Caudales aforados y parámetros estadísticos de las series de datos de caudal registrados en los principales manantiales del área de estudio durante el período de investigación. (*) En las surgencias de El Burgo y Hierbabuena, la mayoría de los aforos puntuales de caudal fueron realizados en condiciones hidrodinámicas de aguas bajas.....	114
Tabla 4.4. Valores de temperatura (máxima, T_{máx} ; media, T_{med} ; mínima, T_{mín} ; amplitud, ΔT ; y coeficiente de variación, cv) de las aguas subterráneas drenadas por manantiales en el área investigada. Las letras P (puntual) y C (continuo, mediante datalogger) especifican el tipo de registro de datos. (*) Los datos de temperatura del agua del manantial de la Hierbabuena (M-14) corresponden mayoritariamente a condiciones de aguas bajas.....	124

Tabla 4.5. Valores estadísticos (número de medidas/muestras, n ; mínimo, mín ; máximo, máx ; medio, med ; y coeficiente de variación -expresado en %-, cv) de los parámetros físico-químicos, de las concentraciones de los componentes químicos mayoritarios, de los índices de saturación de calcita y dolomita y de la presión parcial de CO ₂ registrados en las aguas de los principales manantiales y sondeos del área de estudio.....	131
Tabla 4.6. Matriz de correlación estadística correspondiente al ACP efectuado con la información hidroquímica de todas las muestras de agua subterránea (manantiales y sondeos) analizadas durante el período de investigación.....	136
Tabla 4.7. Matriz de correlación estadística correspondiente al ACP efectuado sin las muestras de los manantiales de Torrox (M-27), Fuensanta (M-12), Camarero (M-2), Hidalgo (M-3) y del Convento (M-5) y de los sondeos de la Venta del Cordobés (P-11), Arroyo del Cerezo (P-9) y de Campillos-3 (S-46).....	138
Tabla 4.8. Parámetros estadísticos (número de análisis, n ; mínimo, mín ; máximo, máx ; medio, med ; y coeficiente de variación -expresado en %-, cv) de la composición isotópica de las aguas subterráneas recogidas en el área de estudio durante el período de investigación.....	145
Tabla 4.9. Parámetros estadísticos (número de medidas, n ; valor mínimo, mín ; valor máximo, máx ; valor medio, med ; y coeficiente de variación -expresado en %-, cv) de los valores de COT y de los picos de máxima intensidad de fluorescencia C y A (expresada en unidades Raman, u.R.) determinados en las aguas subterráneas. También se muestra el valor medio (med) del cociente entre ambos picos (rC/A).....	155
Tabla 4.10. Parámetros estadísticos (número de medidas, n ; valor mínimo, mín ; valor máximo, máx ; valor medio, med ; y coeficiente de variación -expresado en %-, cv) de los valores de los picos de máxima intensidad de fluorescencia T ₁ , T ₂ y B (expresadas en unidades Ramman, u.R.) determinados en las aguas subterráneas del área de estudio.....	155
Tabla 5.1. Características principales de los puntos de agua inventariados en el acuífero de Sierra Hidalgo.....	168
Tabla 5.2. Parámetros estadísticos de los caudales drenados por las principales surgencias del acuífero de Sierra Hidalgo. (*) Caudal medio calculado a partir de la integral del hidrograma.....	168
Tabla 5.3. Resultados obtenidos a partir del análisis de la curva de recesión de los manantiales de Abusín (M-1) y de Camarero (M-2), durante el año hidrológico 2007/08. Parámetros deducidos: duración de la decrecida, D_a ; coeficiente de velocidad de infiltración, η ; coeficiente de heterogeneidad, ε ; parámetros de Mangin (1970, 1975), i y k ; duración del agotamiento, D_a ; coeficiente de agotamiento, α ; volumen dinámico, V_d ; y volumen de tránsito, V_t	170
Tabla 5.4. Valores de temperatura de las aguas subterráneas del acuífero de Sierra Hidalgo durante el período de investigación. El registro puede ser puntual (P) o continuo (C), mediante el uso de dataloggers. (*) Las medidas de temperatura del agua del manantial de Buenavista (M-6) corresponden a condiciones hidrodinámicas de aguas altas.....	173
Tabla 5.5. Valores estadísticos (número de medidas/muestras, n ; mínimo, mín ; máximo, máx ; medio, med ; y coeficiente de variación -expresado en %-, cv) de los parámetros físico-químicos, de las concentraciones de los componentes químicos mayoritarios, de los índices de saturación de calcita y dolomita y de la presión parcial de CO ₂ registrados en las aguas drenadas por los principales manantiales de Sierra Hidalgo.....	175
Tabla 5.6. Matriz de correlación del ACP efectuado con la información hidroquímica de las aguas subterráneas de Sierra Hidalgo.....	177
Tabla 5.7. Matriz de correlación del ACP efectuado con la información hidroquímica de las aguas del manantial de Camarero (M-2).....	182

Tabla 5.8. Características principales de las inyecciones de trazador realizadas en las sierras Hidalga y Blanquilla. Las referencia y coordenadas UTM de los puntos de inyección corresponden a los representados en la figura 5.14.....	187
Tabla 5.9. Características principales del muestreo de aguas superficiales y subterráneas durante los ensayos de trazadores realizados en las sierras Hidalga y Blanquilla. (*) IFA: Intensidad de fluorescencia artificial.....	187
Tabla 5.10. Principales parámetros hidráulicos deducidos a partir del ensayo multitrazador (19/02/2010). (*) El manantial de Buenavista (M-6) no fue controlado durante el ensayo, aunque los resultados obtenidos permitieron estimar indirectamente parte de la información hidrodinámica relativa a esta surgencia (véase explicación en el texto).....	190
Tabla 5.11. Características principales de los puntos de agua inventariados en el acuífero de Sierra Blanquilla.....	202
Tabla 5.12. Parámetros estadísticos de las series de datos de caudal medidos en los principales manantiales del acuífero de Sierra Blanquilla. (*) Caudal medio calculado a partir de la integral del hidrograma. (**) Registro representativo sólo de condiciones hidrodinámicas de aguas intermedias-bajas.....	204
Tabla 5.13. Resultados obtenidos a partir del análisis de las curvas de agotamiento del manantial de Hierbabuena (M-14) correspondientes a los años hidrológicos 2007/08 y 2008/09. Parámetros deducidos: duración del agotamiento, Da ; coeficiente de agotamiento, α ; volumen dinámico, Vd ; volumen de tránsito, Vt ; y parámetro de Mangin (1970, 1975), k	210
Tabla 5.14. Resultados obtenidos a partir del análisis de la curva de recesión de la descarga de Sierra Blanquilla hacia el Río Turón (años hidrológicos 2007/08 y 2008/09). Parámetros deducidos: duración de la decrecida, Dd ; coeficiente de velocidad de infiltración, η ; coeficiente de heterogeneidad, ϵ ; parámetros de Mangin (1970, 1975), i y k ; duración del agotamiento, Da ; coeficiente de agotamiento, α ; volumen dinámico, Vd ; y volumen de tránsito, Vt	211
Tabla 5.15. Principales parámetros estadísticos (valores máximo Tmáx. , promedio Tmed. , mínimo Tmín. , amplitud y coeficiente de variación -en %-, cv) de los datos de temperatura de las aguas drenadas por las principales surgencias de Sierra Blanquilla durante el período de investigación. La serie de datos puede ser puntual (P) o continua (C). (*) Registro representativo sólo de condiciones hidrodinámicas de aguas intermedias-bajas.....	215
Tabla 5.16. Valores estadísticos principales (número de medidas/determinaciones, n ; valor mínimo, mín ; valor máximo, máx ; valor medio, med ; y coeficiente de variación, cv , expresado en %) de los parámetros físico-químicos y de los componentes químicos de las aguas recogidas en las surgencias del acuífero de Sierra Blanquilla.....	219
Tabla 5.17. Matrices de correlación de los dos ACP efectuados (A: con todas las muestras; B: exceptuando las aguas del manantial de Hidalga, M-3) con la información hidroquímica de las aguas muestreadas en los principales manantiales de Sierra Blanquilla durante el período de investigación.....	221
Tabla 5.18. Matriz de correlación del ACP efectuado con la información hidroquímica de las muestras de agua del manantial de El Burgo (M-15).....	228
Tabla 5.19. Matriz de correlación del ACP efectuado con los datos hidroquímicos de los manantiales de Hierbabuena (M-14), Tp1-Hierbabuena (M-11) y de Tp2-Hierbabuena (M-9).....	235
Tabla 5.20. Contribución (%) al flujo del manantial de El Burgo (M-15) de las familias de agua identificadas (P ₁ -P ₅) en cada uno de los años hidrológicos que constituyen el período de investigación (véase figura 5.43).....	240
Tabla 5.21. Caudales de descarga subterránea de Sierra Blanquilla hacia el Valle del Río Turón, obtenidos a partir de aforos diferenciales efectuados en las secciones T1 (aguas arriba del área de descarga) y T2 (aguas abajo	

de la misma) durante el período de investigación. (*) Caudal medio calculado a partir de la integral del hidrograma.....	244
Tabla 5.22. Principales parámetros estadísticos (valores máximo, medio, mínimo, amplitud y coeficiente de variación) de los valores de temperatura de las aguas superficiales del Río Turón, aguas arriba (T1) y aguas abajo (T2) del área de descarga subterránea de Sierra Blanquilla durante el período 2008-2010. En ambos casos el registro es puntual (P).....	247
Tabla 5.23. Matriz de correlación del ACP efectuado con los datos hidroquímicos de los manantiales del área de descarga de Sierra Blanquilla (borde S) y de las aguas superficiales del Río Turón (en T1 y T2).....	250
Tabla 5.24. Características principales de los manantiales inventariados en el área del Arroyo de la Fuensanta.....	265
Tabla 5.25. Características principales de las series de datos de caudal medidos en las secciones F1 y F2 del Arroyo de la Fuensanta.....	268
Tabla 5.26. Valores de caudal y conductividad eléctrica de las aguas del Arroyo de la Fuensanta en las secciones F1 y F2 y diferencia de caudal en el tramo comprendido entre las dos secciones.....	268
Tabla 5.27. Datos de caudal, conductividad eléctrica (CE) y temperatura del agua medidos a lo largo del arroyo de la Fuensanta (secciones F1, F2 y F3) los días 26/02/2009 y 23/03/2010.....	271
Tabla 5.28. Parámetros estadísticos de los datos de caudal drenado por las principales surgencias del área de la Fuensanta. (*) Caudal medio correspondiente a condiciones exclusivamente de aguas altas.....	272
Tabla 5.29. Características principales de las inyecciones de los ensayos de trazadores realizados en el área de la Fuensanta.....	277
Tabla 5.30. Características principales de los muestreos de agua subterránea llevados a cabo durante los ensayos de trazadores del área de la Fuensanta. (*) IFA: intensidad de fluorescencia artificial.....	277
Tabla 5.31. Parámetros hidrodinámicos deducidos a partir del ensayo de trazador realizado en el área de la Fuensanta (enero y febrero de 2012).....	279
Tabla 5.32. Principales parámetros estadísticos (valores máximo T_{máx.} , promedio T_{med.} , mínimo T_{mín.} , amplitud y coeficiente de variación cv) de los valores de temperatura de las aguas drenadas por las principales surgencias del área de la Fuensanta y de las aguas superficiales del arroyo homónimo, durante el período de investigación. El tipo de registro ha sido puntual (P) y continuo (C).....	282
Tabla 5.33. Valores estadísticos principales (número de medidas/determinaciones, n ; valor mínimo, mín ; valor máximo, máx ; valor medio, med ; y coeficiente de variación, cv -expresado en %-) de los parámetros físico-químicos y componentes hidroquímicos de las aguas subterráneas y de las superficiales muestreadas en el área de la Fuensanta.....	287
Tabla 5.34. Matriz de correlación del ACP realizado con los datos hidroquímicos de las muestras de agua subterránea y superficial del área de la Fuensanta.....	289
Tabla 5.35. Composiciones químicas representativas de los componentes de mezcla utilizados en el modelo propuesto.....	299
Tabla 5.36. Proporciones (%) de las tres componentes de mezcla en las aguas del manantial de la Fuensanta (M-12) calculados a partir del modelo EMMA. Los resultados se clasifican por condiciones hidrodinámicas (Ab, aguas bajas; Ai, aguas intermedias; Aa, aguas altas) y años hidrológicos. (*) En el año 2009/10 el período de muestreo fue incompleto, terminó en mayo de 2010 (el período de aguas bajas no está representado).....	300
Tabla 5.37. Valores de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y exceso en deuterio (mínimo, mín ; máximo, máx ; medio, med ; coeficiente de variación, cv , en %) de las aguas del manantial de la Fuensanta (M-12) y de las aguas superficiales del arroyo homónimo en las secciones F1 y F2.....	303

Tabla 5.38. Parámetros estadísticos de la concentración de COT e intensidad de fluorescencia (u.R.: unidades Ramman) de los picos C y A, así como de la relación entre ambos picos (rC/A), de las aguas subterráneas y superficiales muestreadas en el área de la Fuensanta.....	307
Tabla 5.39. Valores de intensidad de fluorescencia (u.R.: unidades Ramman) de los picos T ₁ y B de las aguas subterráneas muestreadas en el área de la Fuensanta.....	307
Tabla 6.1. Características principales de los puntos de agua inventariados en los acuíferos de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco.....	319
Tabla 6.2. Parámetros estadísticos de las series de datos de caudal drenado por las principales surgencias de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco. (*) Caudal medio calculado a partir de la integral del hidrograma.....	323
Tabla 6.3. Resultados obtenidos a partir del análisis de las curvas de agotamiento del manantial del Barranco de Palomeras (M-20) correspondientes a los años hidrológicos 2007/08 y 2008/09. Parámetros deducidos: D_a , duración del agotamiento; α , coeficiente de agotamiento; V_d , volumen dinámico y V_t , volumen de tránsito y k , parámetro de Mangin (1970, 1975).....	335
Tabla 6.4. Resultados obtenidos a partir del análisis de la curva de recesión del manantial de la Ventilla correspondiente al año hidrológico 2007/08 y de las curvas de agotamiento de los años 1976/77 (Fernández, 1981) y 2008/09. Parámetros deducidos: D_a , duración de la decrecida; η , coeficiente de velocidad de infiltración; ϵ , coeficiente de heterogeneidad; i y k , parámetros de Mangin (1970, 1975)...	337
Tabla 6.5. Resultados obtenidos a partir del análisis de las curvas de recesión del manantial del Carrizal (M-24) correspondientes a los años hidrológicos 2007/08 y 2008/09. Parámetros deducidos: D_a , duración de la decrecida; η , coeficiente de velocidad de infiltración; ϵ , coeficiente de heterogeneidad; i y k , parámetros de Mangin (1970, 1975); D_a , duración del agotamiento; α , coeficiente de agotamiento; V_d , volumen dinámico y V_t , volumen de tránsito.....	339
Tabla 6.6. Resultados obtenidos a partir del análisis de las curvas de recesión del manantial de Cañamero (M-26) (años hidrológicos 2007/08, 2008/09 y 2009/10). Parámetros deducidos: D_a , duración de la decrecida; η , coeficiente de velocidad de infiltración; ϵ , coeficiente de heterogeneidad; i y k , parámetros de Mangin (1970, 1975); D_a , duración del agotamiento; α , coeficiente de agotamiento; V_d , volumen dinámico y V_t , volumen de tránsito.....	341
Tabla 6.7. Resultados obtenidos en el cálculo del volumen desaguado en cada uno de los tramos identificados en el análisis de caudales clasificados de la serie de datos de caudal del manantial de Cañamero (M-26) durante el año hidrológico 2009/2010.....	345
Tabla 6.8. Principales resultados del ensayo de bombeo llevado a cabo en el sondeo Palomeras-3 (P-7), entre los días 1 y 4 de julio de 1994.....	355
Tabla 6.9. Principales resultados de la prueba de bombeo y de la recuperación realizados en el sondeo Palomeras-1 (P-8) a partir del día 04/08/1994. (*) Punto de bombeo.....	356
Tabla 6.10. Principales resultados de la prueba de bombeo realizada en el sondeo del Arroyo del Cerezo (P-9), entre los días 4 y 6 de octubre de 1994.....	358
Tabla 6.11. Principales resultados de la prueba de bombeo de corta duración realizado en el sondeo Serrato-1 (S-41), el día 25 de enero de 1995.....	359
Tabla 6.12. Principales resultados de la prueba de bombeo preliminar realizada en el sondeo Serrato-1 (S-41) durante el día 26 de enero de 1995.....	360
Tabla 6.13. Principales resultados de las pruebas de bombeo realizadas conjuntamente en los sondeos Serrato-1 (S-41) y Serrato-2 (P-10) los días 8 y 9 de marzo de 1995. Además, se aportan datos de la prueba de bombeo previa, de corta duración, en el sondeo Serrato-2.....	361

Tabla 6.14. Temperatura de las aguas de los principales manantiales y sondeos de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco durante el período de investigación. El registro hidrotérmico puede ser puntual (P) o continuo (C).....	364
Tabla 6.15. Valores estadísticos principales (número de medidas/determinaciones, n; valor mínimo, mín; valor máximo, máx; valor medio, med; y coeficiente de variación, cv -expresado en %-) de los parámetros físico-químicos de las aguas de las principales surgencias y sondeos de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco durante el período de investigación.....	369
Tabla 6.16. Matriz de correlación del ACP efectuado con la información hidroquímica de los principales manantiales y sondeos de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco.....	370
Tabla 6.17. Contribución (%) al flujo del manantial de Cañamero (M-26) de las familias de aguas identificadas (P ₁ -P ₅) a partir del análisis de curvas de distribución de frecuencia de conductividad eléctrica (CDF).....	375
Tabla 6.18. Matriz de correlación del ACP realizado con los datos hidroquímicos del manantial de la Ventilla (M-16).....	382
Tabla 6.19. Matriz de correlación del ACP efectuado con los datos hidroquímicos del manantial del Barranco de Palomeras (M-20) y de los sondeos de Palomeras-1 (P-8) y Arroyo del Cerezo (P-9).....	388
Tabla 6.20. Matriz de correlación del ACP realizado con los datos hidroquímicos del manantial del Carrizal (M-24).....	394
Tabla 6.21. Matriz de correlación del ACP efectuado con los datos hidroquímicos de los manantiales de Cañamero (M-26) y Prado Medina (M-22) y del sondeo homónimo (S-40).....	399
Table 6.22. Mass transfer results along the considered flowpaths (A-F). Negative values indicate precipitation of the mineral phase, while positive ones dissolution. (-) Phase not considered in the calculations. Aquifer sectors in Fig. 6.51: northwestern (NW), central (CE) and southeastern (SE). <u>Abbreviations</u> : R, rain; V, Ventilla spring (M-16); Z, Carrizal spring (M-24); P, Prado Medina spring (M-22); C, Cañamero spring (M-26); L, Barranco de Palomeras spring (M-20); E, Arroyo del Cerezo borehole (P-9). <u>Subscripts</u> : D, diluted; I, intermediate; M, mineralizad.....	407
Tabla 6.23. Valores mínimo (mín), máximo (máx) y medio (med) y coeficiente de variación (cv , en %) de los datos de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y exceso en deuterio (d) de las aguas subterráneas drenadas por los principales manantiales y sondeos de las sierras de los Merinos, Colorado y Carrasco durante el período de investigación.....	411
Tabla 7.1. Tabla 7.1. Características principales de los sondeos inventariados la Sierra de Ortegácar y el Cerro de Matagayar.....	423
Tabla 7.2. Tabla 7.2. Caudal del Río Guadalteba (secciones G1-G5) medido en las campañas de aforos diferenciales durante los años 2007 y 2013. Se ha calculado el porcentaje de pérdida o ganancia con respecto al caudal medio en la sección G1 ($\Delta Q/G1$). (*) El punto G1 corresponde a las medidas realizadas en la sección de la estación de aforos. (**) Media realizada con los valores positivos de caudal (ganancias).....	426
Tabla 7.3. Valores de conductividad eléctrica del agua del río Guadalteba en las diferentes secciones y campañas de aforos diferenciales realizadas durante los años 2007 y 2013.	428
Tabla 7.4. Datos de nivel piezométrico (máximo, NPmáx ; mínimo, NPmín ; y amplitud piezométrica) de los sondeos inventariados en la Sierra de Ortegácar y en el Cerro de Matagayar, registrados durante el período de investigación.....	429
Tabla 7.5. Valores estadísticos principales (número de medidas/determinaciones, n ; valor mínimo, mín ; valor máximo, máx ; valor medio, med ; y coeficiente de variación, cv -expresado en %-) de los parámetros físico-químicos y componentes hidroquímicos de las aguas de los sondeos de la Sierra de Ortegácar y del Cerro de Matagayar durante el período de investigación.....	434
Tabla 7.6. Principales características de los puntos de agua inventariados en las sierras de Teba y Peñarrubia.....	437

Tabla 7.7. Parámetros estadísticos de las series de datos de caudal drenado por el manantial de Torrox (M-27a), principal punto de descarga de las sierras de Teba y Peñarrubia. (*) Caudal medio calculado a partir de la integral del hidrograma.....	439
Tabla 7.8. Valores de caudal del Río de la Venta (en las secciones V1 y V2) y del manantial de Torrox (M-27a) en las campañas de aforos diferenciales realizadas desde febrero a agosto de 2013. Se ha calculado el porcentaje de pérdida o ganancia con respecto al caudal medio en la sección V1. (*) Valor medio de las pérdidas de caudal en el tramo V1-V2 del río.....	444
Tabla 7.9. Valores máximo (T_{máx.}), medio (T_{med.}) y mínimo (T_{mín.}), amplitud y coeficiente de variación (cv) de la temperatura del agua del manantial de Torrox (M-27a) y de las surgencias trop plein asociadas, durante el período de investigación y a lo largo de las campañas de aforos realizadas en 2013. También se incluyen los datos de temperatura del agua en el sondeo de Campillos-3, tomados el día 28 de enero de 2010, cuando dicho sondeo fue objeto de actuaciones de mantenimiento que permitieron el registro en profundidad.....	448
Tabla 7.10. Valores estadísticos principales (número de medidas/determinaciones, n ; valor mínimo, mín ; valor máximo, máx ; valor medio, med ; y coeficiente de variación, cv -expresado en %-) de los parámetros físico-químicos y de los componentes químicos de las aguas en el sector de las sierras de Teba y Peñarrubia (véase situación en la figura 7.9). Los datos corresponden al período de investigación (2007/08-2009/10) y a las campañas de aforos diferenciales (2012/13).....	452
Tabla 7.11. Matriz de correlación del ACP efectuado con la información hidroquímica del sector de las sierras de Teba y Peñarrubia durante los períodos de control de 2007/08 a 2009/10 y de 2012/13.....	454
Tabla 7.12. Matriz de correlación del ACP efectuado con la información hidroquímica de las muestras de agua del manantial de Torrox (M-27a), principal punto de descarga de las sierras de Teba y Peñarrubia.....	459
Tabla 7.13. Valores mínimo (mín), máximo (máx) y medio (med) y coeficiente de variación (cv , en %) de $\delta^{18}O$, δ^2H y exceso en deuterio (d) de las aguas subterráneas (manantial y sondeo) en el sector de las sierras de Teba y Peñarrubia, durante el período de investigación y entre febrero y agosto de 2013.....	463
Tabla 8.1. Precipitaciones medias anuales obtenidas a partir de la planimetría de isoyetas en los principales acuíferos del área de estudio, para los años seco, medio y húmedo del período histórico (1964/65-2009/10) y para cada uno de los años hidrológicos del período de estudio (2007/08-2009/10).....	472
Tabla 8.2. Evapotranspiración real (ETR) y lluvia útil (PU) obtenidas mediante balance hídrico mensual del suelo (Thornthwaite, 1948) en varias estaciones del área de estudio para el período 1981/82-1998/99.....	474
Tabla 8.3. Evapotranspiración real (ETR) y lluvia útil (PU) obtenidas mediante balance hídrico diario del suelo (Thornthwaite, 1948) en varias estaciones del área de estudio para el período 2007/08-2009/10.....	475
Tabla 8.4. Valores medios anuales de evapotranspiración real (ETR) y lluvia útil (PU) calculados mediante balance hídrico diario del suelo (Thornthwaite, 1948) en los acuíferos del área de estudio (período 2007/08-2009/10).....	476
Tabla 8.5. Tasa media de infiltración eficaz calculada a partir del método de Kessler (1967) en varias estaciones pluviométricas del área de estudio para el período 1964/65-2009/10.....	477
Tabla 8.6. Valores de infiltración eficaz obtenidos con el método de Kessler en los acuíferos del área de estudio durante los años tipo (seco, húmedo y medio) del período 1964/65-2009/10.....	478
Tabla 8.7. Valores de infiltración eficaz calculados con el método de Kessler, a partir de los datos de precipitación estimados por planimetría de isoyetas, para cada uno de los años hidrológicos del período de investigación (2007/08-2009/10).....	478
Tabla 8.8. Puntuaciones de las variables consideradas en el método APLIS (IGME-GHUMA, 2003; Andreo et al., 2008), modificado por Marín (2009).....	480

Tabla 8.9. Categorías de porcentaje de recarga según el método APLIS (IGME-GHUMA, 2003; Andreo et al., 2008).....	480
Tabla 8.10. Tasas de recarga y recursos medios anuales de los acuíferos del área de estudio para los años seco, húmedo y medio del período histórico (1964/65-2009/10) obtenidos por el método APLIS modificado.....	482
Tabla 8.11. Tasas de recarga y recursos medios anuales de los acuíferos del área de estudio para el período de investigación (2007/08-2009/10) obtenidos por el método APLIS modificado.....	483
Tabla 8.12. Descarga media anual de los acuíferos diferenciados en la Serranía oriental de Ronda durante el período de investigación y a partir de los datos históricos disponibles. Abreviaturas: Nc, no controlado; ADT, área de descarga hacia el Río Turón; ADG, área de descarga hacia el Río Guadalteba. Superíndices: (a) Caudal medio de los manantiales de El Burgo (M-15) y Hierbabuena (M-14) sin las aportaciones de los trop pleins Tp1- y Tp2-Hierbabuena (M-11 y M-9); (b) Caudal medio de la surgencia más el que se deriva para la población de Serrato (abastecimiento urbano y regadío), estimado en 20 l/s; (c) Caudal medio equivalente drenado por el manantial trop plein Prado Medina (M-22) en el año hidrológico 2009/10; (d, e) Los valores medios de descarga incluyen la captación de un caudal de 7 y 3 l/s para abastecimiento a las poblaciones de Cuevas del Becerro y Arriate, respectivamente; (f) Valor aproximado resultante de las campañas de aforos del año hidrológico 2012/2013, similar en cuanto a pluviometría acumulada al de 2009/10.....	485
Tabla 8.13. Comparación de los caudales medios anuales de recarga y descarga en los acuíferos de la Serranía oriental de Ronda durante el período de investigación (2007/08-2009/10). (*) No incluye la descarga (principal) de Sierra Hidalga por el manantial de Buenavista (M-6), que tiene lugar hacia el Río Turón.....	488
Tabla 8.14. Recursos medios renovables (hm ³ /año) de los acuíferos diferenciados en la Serranía oriental de Ronda estimados en trabajos previos. Los guiones indican los acuíferos que no se han considerado en los cálculos.....	491

ANEXO 1: ARTÍCULO CIENTÍFICO PUBLICADO EN REVISTA *Science Citation Index*

- Revista: Environmental Earth Sciences 65, 2337-49 (2011)
- DOI 10.1007/s12665-011-1382-4
- Título: **Functioning of a karst aquifer from S Spain under highly variable climate conditions, deduced from hydrochemical records**
- Autores: Juan A. Barberá y Bartolomé Andreo

Resumen: Over a period of three hydrological years during which precipitation was highly variable, measurements of discharge, electrical conductivity, temperature and chemical components of the water at the Cañamero spring (southern Spain) were taken in order to characterise the hydrogeological functioning of the karst aquifer that it drains. The results obtained from analysis of the frequency distribution of electrical conductivity data revealed histograms with a plurimodal morphology (up to 5 modes) and a range of variation that increased with greater pluviometry during the study period. The discharge from this spring increased sharply a few days after major rainfall episodes and, when the discharge reached a value of approximately 3.73 m³/s, an overflow spring started to function. During high-water periods, there were sudden and large falls in EC, temperature and all the chemical components dissolved in the water. This high variability reflects the predominance of groundwater flow through karst drains, a typical feature of conduit flow systems. The considerable hydrochemical heterogeneity observed is caused by the mobilisation of important volumes of recharge waters from shallow areas of the aquifer (soil, epikarst) towards the discharge point, with greater participation of the unsaturated zone during high-water conditions, and a more active role played by the saturated zone during low-water conditions. In karst systems such as the one drained by the Cañamero spring, it is important to monitor several responses (hydrodynamic, hydrothermal, hydrochemical, etc.), with an appropriate sampling frequency and under different hydrometeorological conditions, in order to achieve an adequate hydrological characterisation. This is fundamental for planning, management and protection of groundwater in karst aquifers.

Keywords: Hydrogeology, Hydrochemistry, Karst aquifer, Hydrochemical heterogeneity, South Spain

ANEXO 2: ARTÍCULO CIENTÍFICO PUBLICADO EN REVISTA *Science Citation Index*

- Revista: *Advances in Water Resources* 54, 149-60 (2013)
 - <http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2013.01.010>
 - Título: **Progress in the hydrologic simulation of time variant recharge areas of karst systems – exemplified at a karst spring in Southern Spain.**
 - Autores: Andreas Hartmann, Juan A. Barberá, Jens Lange, Bartolomé Andreo y Marcus Weiler.
-

Resumen: A specific characteristic of karst systems is the occurrence of time variant recharge areas. In our study we present a new type of hydrological karst model and a new calibration approach both considering this specific characteristic. The new model type considers the spatial variability of karst system properties by distribution functions, and is compared to a simple reservoir model. Both models are applied to a karst system in Southern Spain where objective functions applied on hydrodynamic and hydrochemical information helped to determine model parameters playing a role for hydrodynamic response. Thereafter, the recharge area is determined separately for individual hydrological years and for the entire time series by calibrating the model to match the water balance. We show that hydrochemical information is crucial to find a reasonable set of parameters for both models. Considering different hydrological years, we find that the recharge area is changing significantly (from 28 to 53 km²). The newly developed model is able to reproduce this variation and provide acceptable simulation results for the entire time series of available data. The classic reservoir model shows inferior performance concerning hydrodynamics and fails to reproduce the water balance because it does not consider variations of recharge area. Our calibration approach allows identifying a variable recharge area and our new model is able to reproduce its variability. Hence we obtain a more realistic system representation, which can be of high significance when models are used for prediction, i.e. beyond the conditions they were calibrated, e.g. for land-use or climate change scenarios.

Keywords: Karst aquifer, Numerical modelling, Calibration, Hydrochemistry, Variable recharge area

ANEXO 3: ARTÍCULO CIENTÍFICO PUBLICADO EN REVISTA *Science Citation Index*

- Revista: Environmental Earth Sciences 71 (2), 585-599 (2014)
 - DOI 10.1007/s12665-013-2754-8
 - Título: **Using non conservative tracers to characterize karstification processes in the Merinos-Colorado-Carrasco aquifer system (southern Spain).**
 - Autores: Juan A. Barberá, Bartolomé Andreo y Carlos Almeida.
-

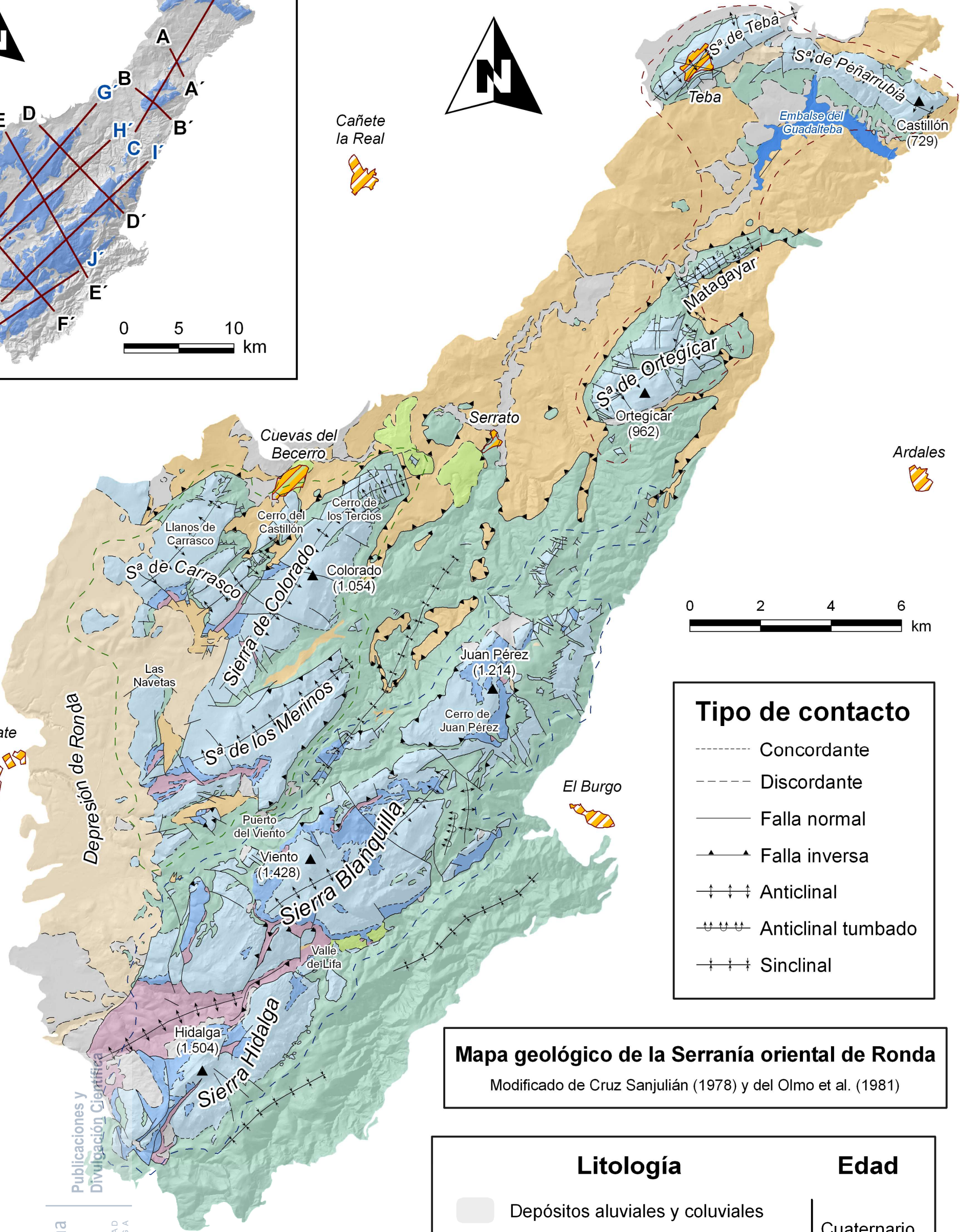
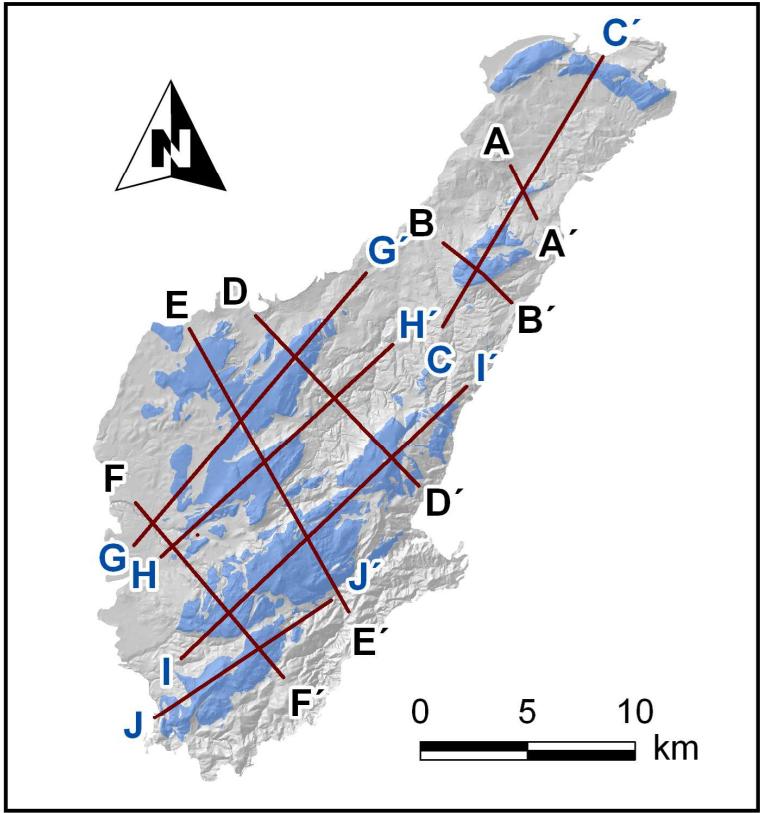
Resumen: The systematic sampling of the chemical composition of the groundwater from five karst springs (including an overflow spring) and one outflowing borehole have permitted to determine distinctive chemical changes in the waters that reflect the geochemical processes occurring in a carbonate aquifer system from southern Spain. The analysis of the dissolution parameters revealed that geochemical evolution of the karst waters basically depends on the availability of the minerals forming aquifer rocks and the residence time within the aquifers. In the three proposed scenarios in the aquifers, which include the preferential flow routines, the more important geochemical processes taking place during the groundwater flow from the recharge to the discharge zones are: CO₂ dissolution and exsolution (outgassing), calcite net dissolution, calcite and dolomite sequential dissolution, gypsum/anhydrite and halite dissolution, de-dolomitization and calcite precipitation. A detailed analysis of the hydrochemical data set, saturation indices of the minerals and partial pressure of CO₂ in the waters joined to the application of geochemical modelling methods allowed the elaboration of a hydrogeochemical model of the studied aquifers. The developed approach contributes to a better understanding of the karstification processes and the hydrogeological functioning of carbonate aquifers, the latter being a crucial aspect for the suitable management of the water resources.

Keywords: Carbonate (karst) aquifer, Hydrochemistry, Chemical processes, Geochemical modelling, Conceptual model

ANEXO 4: ARTÍCULO CIENTÍFICO PUBLICADO EN CAPÍTULO DE LIBRO INTERNACIONAL

- **Libro: Groundwater Quality Sustainability** - IAH Selected Papers 17, 281-295.
Editores: P. Maloszewski, S. Witczak, G. Malina. ISBN: 978-0-415-69841-2 (2012)
 - **Título: Hydrogeological characterization of two karst springs in southern Spain by hydrochemical data and intrinsic natural fluorescence.**
 - **Autores:** Juan A. Barberá y Bartolomé Andreo.
-

Resumen: Karst springs provide information that is essential for characterizing hydrogeological behaviour and for the optimum management and exploitation of karst aquifers. Hydrochemical, hydrodynamic and intrinsic natural fluorescence (IF) data obtained from the karst spring waters of El Burgo and Fuensanta (southern Spain) illustrate the hydrogeological behaviour within the Sierra Blanquilla and Sierra Hidalga aquifers. Discharge variations at Fuensanta are faster, but less pronounced than at El Burgo. Electrical conductivity (EC) time series and hydrochemical monitoring suggest there is a more highly developed karst network in the system drained by Fuensanta. EC at El Burgo varies according to TAC, Ca^{2+} , Cl^- and total organic carbon (TOC) contents, while SO_4^{2-} and Mg^{2+} vary inversely. Fuensanta presents wider variations in most chemical components and TOC, in accordance with its functioning as a conduit flow system. These hydrochemical data indicate different degrees of functional karstification. IF time variations at Fuensanta suggest a source of organic matter (higher TOC and IF peaks) of surficial origin (runoff infiltration) during high water periods. All these observations need to be confirmed by tracer tests and isotopic studies to reinforce the above hypotheses.



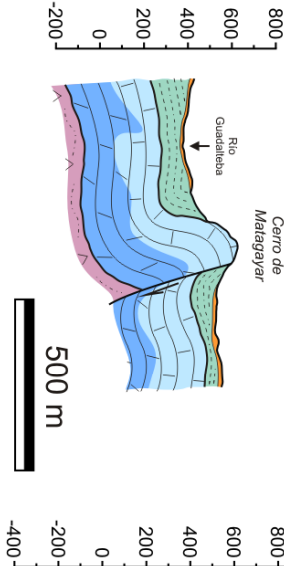
Tipo de contacto	
-----	Concordante
- - - - -	Discordante
—————	Falla normal
▲————▲	Falla inversa
↕↕↕↕	Anticlinal
↕↕↕↕↕	Anticlinal tumbado
↕↕↕↕↕	Sinclinal

Mapa geológico de la Serranía oriental de Ronda
Modificado de Cruz Sanjulián (1978) y del Olmo et al. (1981)

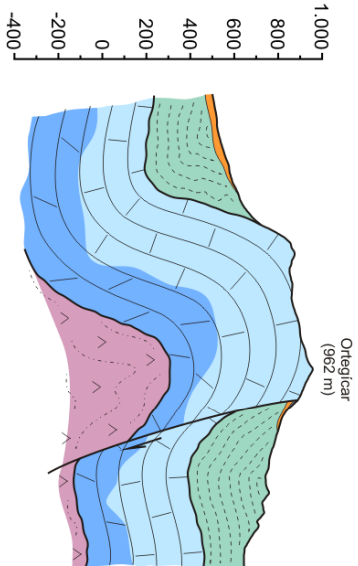
▲	Vértice geodésico (m s.n.m.)
- - - - -	Zona meridional
- - - - -	Zona noroccidental
- - - - -	Zona nororiental
▣	Núcleo de población

Litología		Edad
▣	Depósitos aluviales y coluviales	Cuaternario
▣	Travertinos	
▣	Arcillas, areniscas y margas (Flysch)	Terciario
▣	Areniscas, conglomerados y margas	Mioceno
▣	Margas y margocalizas	Cretácico
▣	Calizas	
▣	Dolomías	Jurásico
▣	Arcillas con evaporitas	Triásico

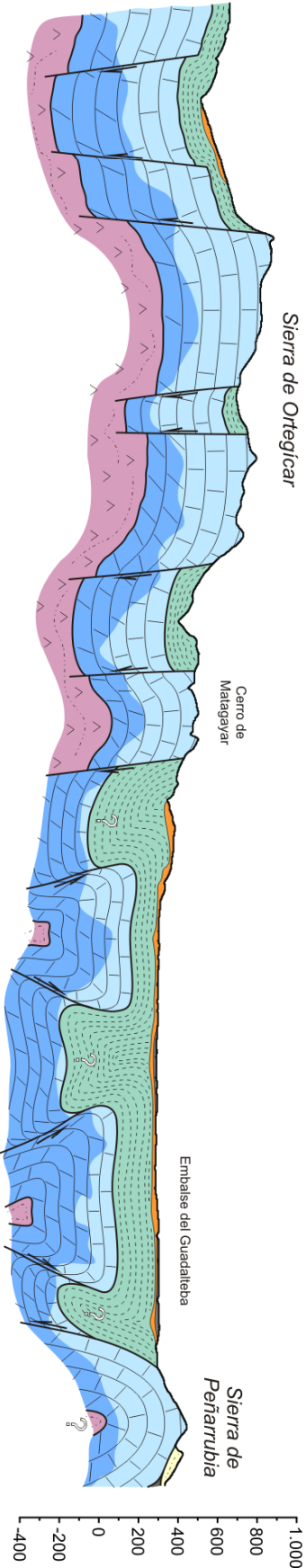
A-A' (NO-SE)



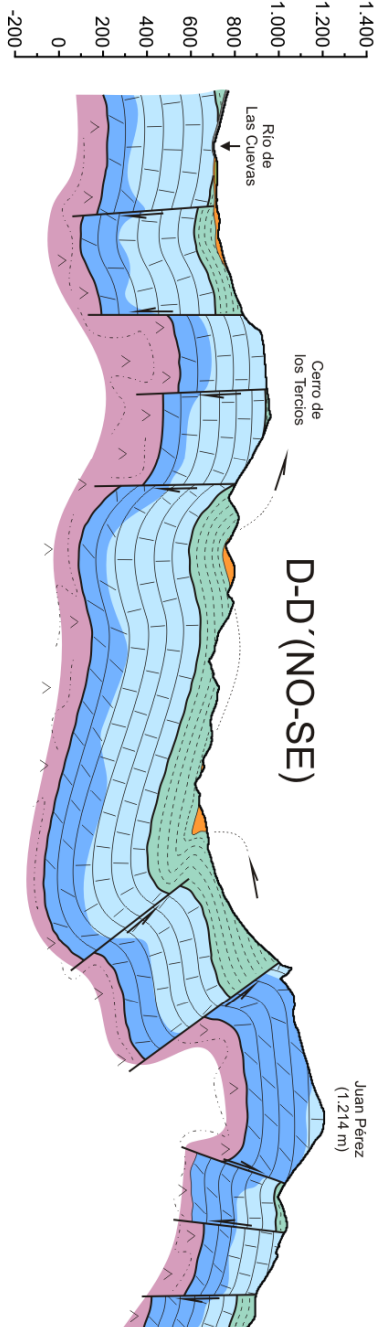
B-B' (NO-SE)



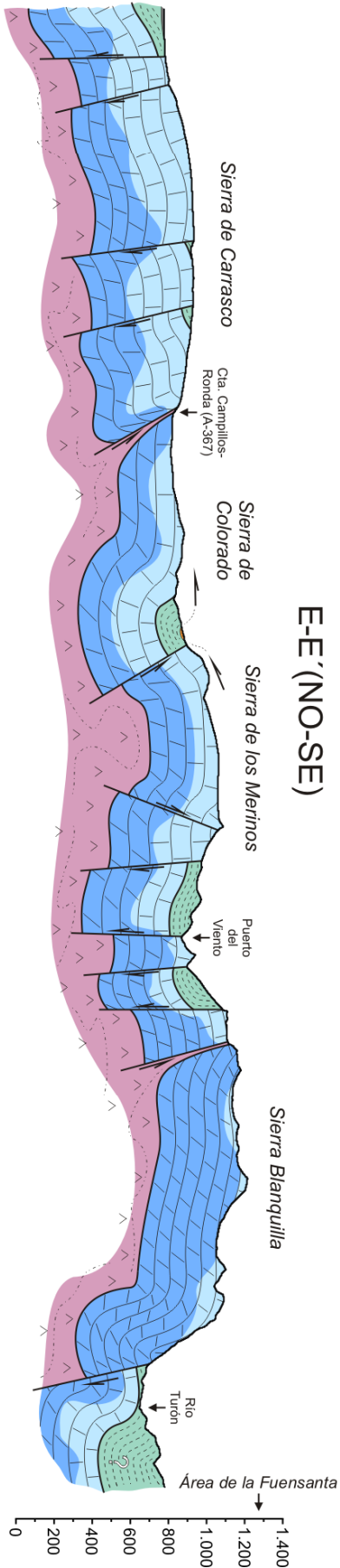
C-C' (NNE-SSO)



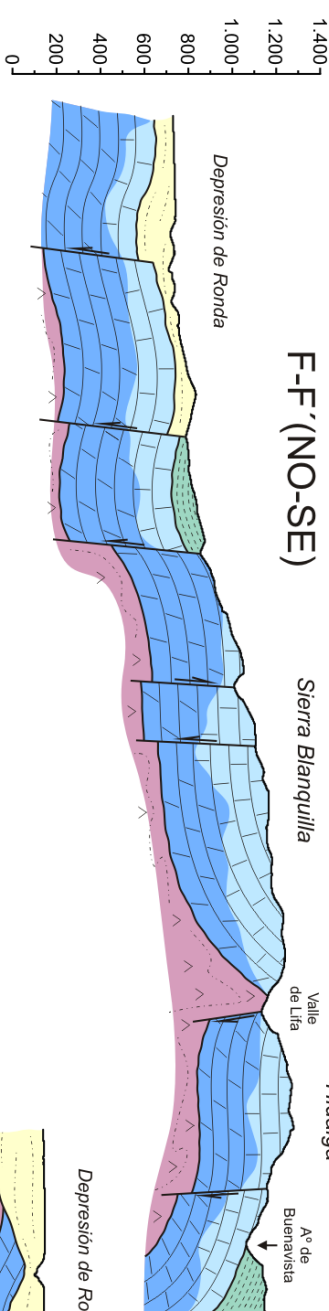
D-D' (NO-SE)



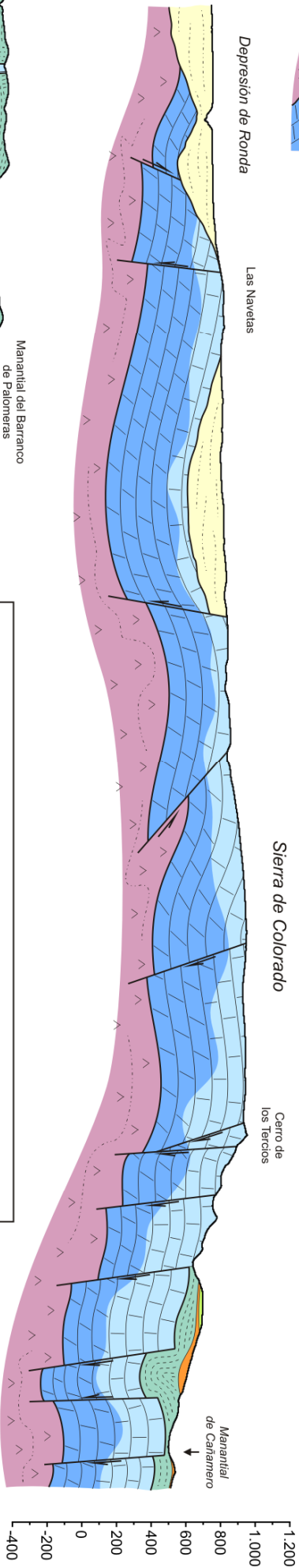
E-E' (NO-SE)



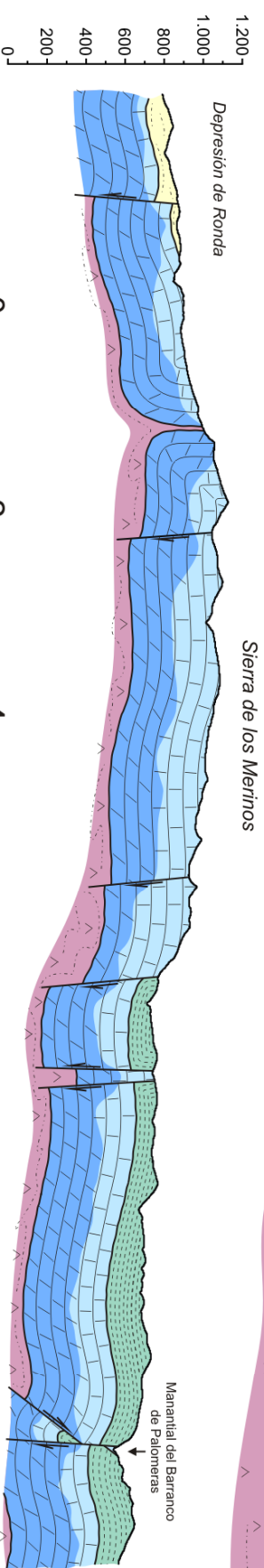
F-F' (NO-SE)



G-G' (NE-SO)

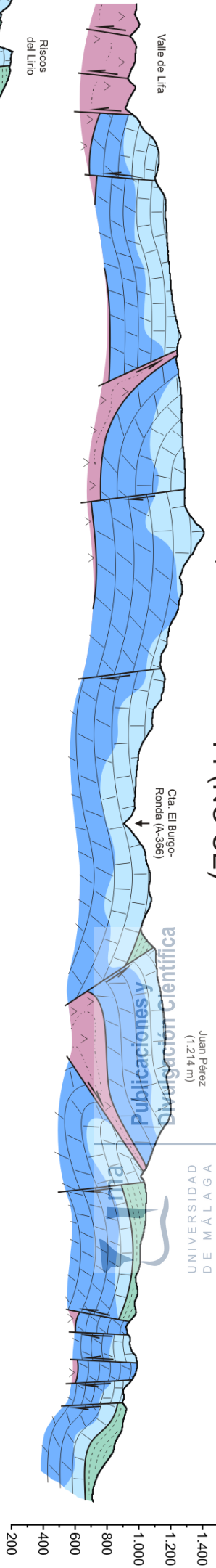


H-H' (NO-SE)

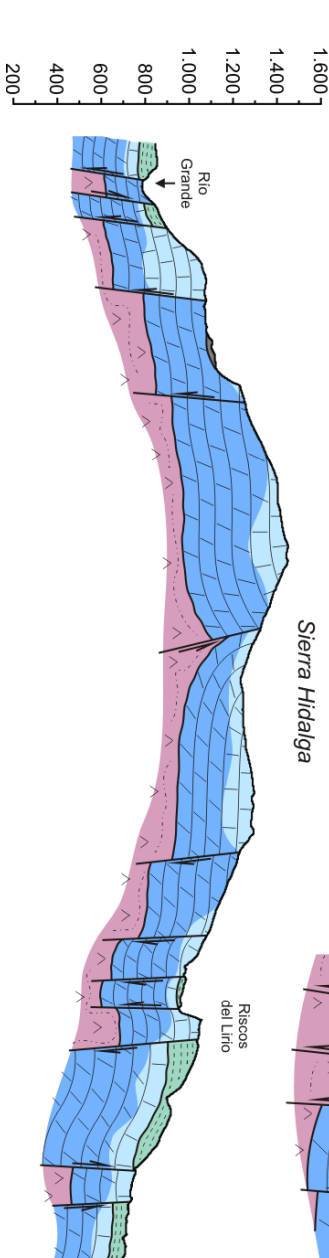


CORTES GEOLÓGICOS DE LA SERRANÍA ORIENTAL DE RONDA (J.A. Barberá, 2014)

I-I' (NO-SE)



J-J' (NO-SE)





Litologías

- Depósitos aluviales y coluviales [Cuaternario]
- Travertinos [Cuaternario]

- Areniscas, conglomerados y margas [Mioceno]
- Arcillas, areniscas y margas [Cret.-Terc.]
- Margas y margocalizas [Cretácico]

- Calizas [Jurásico]
- Dolomías [Jurásico]
- Arcillas con evaporitas [Triásico]

Litología		Edad	
	Depósitos aluviales y coluviales	Cuaternario	
	Travertinos		
	Arcillas, areniscas y margas (Flysch)	Terciario	
	Areniscas, conglomerados y margas	Mioceno	
	Margas y margocalizas	Cretácico	
	Calizas	Jurásico	
	Dolomías		
	Arcillas con evaporitas	Triásico	

